MEDDELELSER OM GRØNLAND
UDGIVNE AF
KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND
Bd. 95 · Nr. 1.

TREAARSEXPEDITIONEN TIL CHRISTIAN DEN X's LAND 1931-34
Under Ledelse af Lauge Koch

UNTERSUCHUNGEN ZUM BAU DES KALEDONISCHEN GEBIRGES IN OSTGRÖNLAND

VON

CURT TEICHERT

MIT 41 TEXTABBILDUNGEN UND 2 TAFELN

KØBENHAVN
C. A. REITZELS FORLAG
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S
1933

INHALT

Seite

Vorwort 5
Einführende und historische Bemerkungen 7
Stratigraphische Übersicht 13
Die Geologie zwischen Wordie-Gletscher und Bessel-Fjord (74°—76° nördl. Breite) 14
Der Scotstounhill-Nunatak im Wordiegletscher 14
Die Kalk-Dolomit-Serie vom Ostenfeld-Nunatak und von Payerland 21
Der Rand des Inlandeises zwischen Wordiegletscher und Soraner Bræ .. 23
Die Petermann-Serie 26
Zue Geologie von Nörlund-Land 30
Zur Geologie des Landes zwischen Wordie- und Waltershausengletscher 34
Die Geologie zwischen Waltershausengletscher und Kempefjord 38
Zur Geologie des unteren Moschusochsenfjordes 38
Die Geologie von Strindbergland 44
Die Westküste des Geologfjordes 67
Die Nordseite der Ymerinsel östlich von Kap Petersen 73
Die Nordwestseite der Eleonorebucht 76
Die Frage der Überschiebungen beim Teufelsschloss und bei der Blomsterbucht 81
Das Profil der Ymerinsel von der Blomsterbucht bis Kap Mohn 85
Die Verhältnisse zwischen Teufelschloss und Junction-Tal 89
Die Verhältnisse beim Junction-Tal und bei Kap Mohn 91
Die Nordseite des Antarctic-Sundes 92
Die Südseite des Antarctic-Sundes 93
Die Verhältnisse im Kempefjord 95
Die präkaledonischen Sedimentationszyklen Ostgrönlands 99
Zusammenfassung über den tektonischen Bau der sedimentären Zone zwischen Payerland und Kempefjord 108
Falten- und Bruchtektonik im kaledonischen Bau 112
Zusammenfassung der Gesamtergebnisse 116
Bemerkungen zu den Textabbildungen und Tafeln 120
Literatur 121

VORWORT

Im Folgenden wird ein Teil der Ergebnisse vorgelegt, die ich 1931—32 als Mitglied der Dreijährigen Dänischen Ostgrönlandexpedition erarbeiten konnte. Die Beobachtungen, die der folgenden Darstellung zugrunde liegen, wurden zu sehr verschiedenen Zeiten und unter sehr ungleichen Bedingungen zusammengetragen. Das Gebiet des Wordiegletschers wurde im März und April 1932 auf Schlittenreisen untersucht, die mich als Begleiter von Oberleutnant T. Johansen über den Wordiegletscher auf das Inlandeis und von dort nordwärts zum Besselfjord führten. Die Strecke zwischen dem Waltershausengletscher und dem Kempefjord wurde zu zwei verschiedenen Zeiten untersucht: Im nördlichen Teil dieses Gebietes, hauptsächlich auf dem südlichen Strindbergland arbeitete ich im Herbst 1931 von der dänischen Nebenstation am Nordfjord aus. Im Juli und August 1932 führten mich mehrere etwa vierwöchige Motorbootreisen vom Nordfjord südwärts durch den Kaiser Franz Joseph-Fjord und den Antarctic-Sund zur Ellainsel und in den Kempefjord.

Dem Expeditionsleiter, Herrn Dr. Lauge Koch, gilt mein Dank für bereitwillige Förderung meiner Arbeiten. Meiner Winterkameraden auf der Hauptstation »Eskimonaes« sowie Herrn E. Drastrup's, der mich auf den Motorbootfahrten des Jahres 1932 begleitete, gedenke ich in herzlichster Kameradschaft.

Die Bearbeitung des Materials in der Heimat wurde durch Unterstützung seitens der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft in Berlin ermöglicht, wofür ich meinen ganz besonderen Dank ausdrücken möchte.

Im Folgenden gelangen in erster Linie Beobachtungen der direkten Geländebegehungen zur Darstellung, die zwar schon an dieser Stelle durch eine genauere Durchmusterung der mitgebrachten Sammlungen und z. T. auch mikroskopische Untersuchungen gestützt werden, doch ist eine genauere stratigraphische und sedimentpetrographische Darstellung in einer gesonderten Veröffentlichung geplant. Die stratigra-

phischen Angaben, insonderheit über das Präkambrium, sind also an dieser Stelle noch provisorisch und sind nur soweit ausgebaut worden, als es zum Verständniss des tektonischen Baus notwendig erschien. Die Klarstellung der tektonischen Verhältnisse auf Grund einer sauberen Stratigraphie war das erste Ziel, das wie ich hoffe, für einen bedeutenden Teil der präkaledonischen sedimentären Zone Ostgrönlands nunmehr erreicht ist. Ich habe mich bemüht, Beobachtungen und Deutungen stets sauber zu scheiden, und nach Möglichkeit auch über die Zuverlässigkeit der Beobachtungen Rechenschaft abzulegen. Dieses letztere Bestreben möge die gelegentliche Erwähnung von Wetter- und Geländeverhältnissen erklärlich machen. Weiterhin habe ich mich bemüht, möglichst sämtliche wichtigen Lokalitäten, von denen die Rede ist, als Photographie oder Profil in den Text einzugliedern.

Abb. 1 gibt einen Überblick über das Hauptarbeitsgebiet und über die Lage der im Text mitgeteilten Profilskizzen. Diese sind numeriert; ihre Lage kann also an Hand von Abb. 1 leicht festgestellt werden.

Berlin-Charlottenburg, Mai 1933.

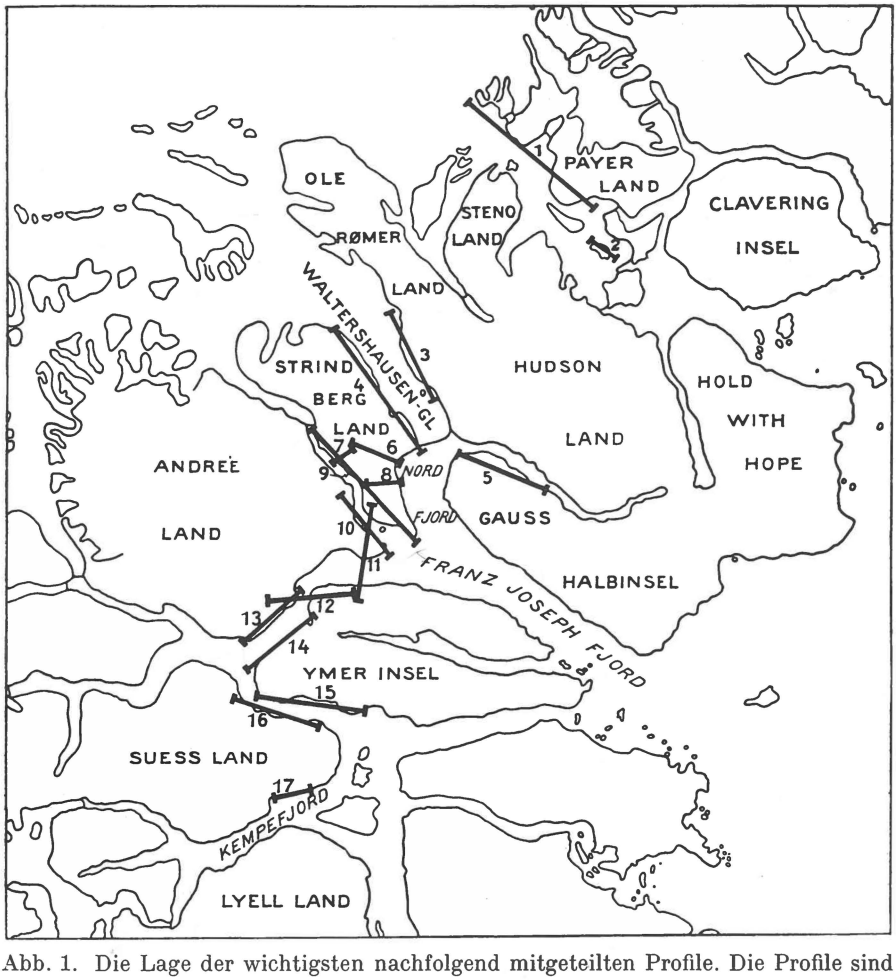


Abb. 1. Die Lage der wichtigsten nachfolgend mitgeteilten Profile. Die Profile sind nummeriert.

Einführende und historische Bemerkungen.

Einer der hervorstechendsten Züge in der Geologie der Fjordregion Ostgrönlands nördlich des Scoresbysundes ist die Ablösung der Sedimentgebiete nach Norden durch Gneiss. Sedimente sind vorherrschend im geologischen Bilde zwischen dem Scoresbysund und etwa Wollaston Forland unter 75° n. Br. Nördlich hiervon tritt der Gneiss an die Küste heran und beherrscht das Bild nach Norden bis Amdrup-Land. Die folgenden Ausführungen sollen der Betrachtung der Lagerungsverhältnisse der präkambrischen und kambro-ordovizischen Schichten gelten, wobei sowohl die Gneisse als auch die jüngeren Sedimente im Allgemeinen ausser Betracht bleiben sollen. Die präkambrischen und kambro-ordovizischen Formationen ziehen sich — in enger stratigraphischer Ver-

knüpfung bei konkordantem Lagerungsverbande — von Scoresby-Land über Lyell-Land, Suess-Land zur Ymer-Insel und nach Andrée-Land und von dort weiter über die Strindberg-Halbinsel nach Ole Rømer- und Steno-Land, um schliesslich mit einem letzten Ausläufer an der Nordostseite des Wordiegletschers in Payer-Land zu endigen (Abb. 2).

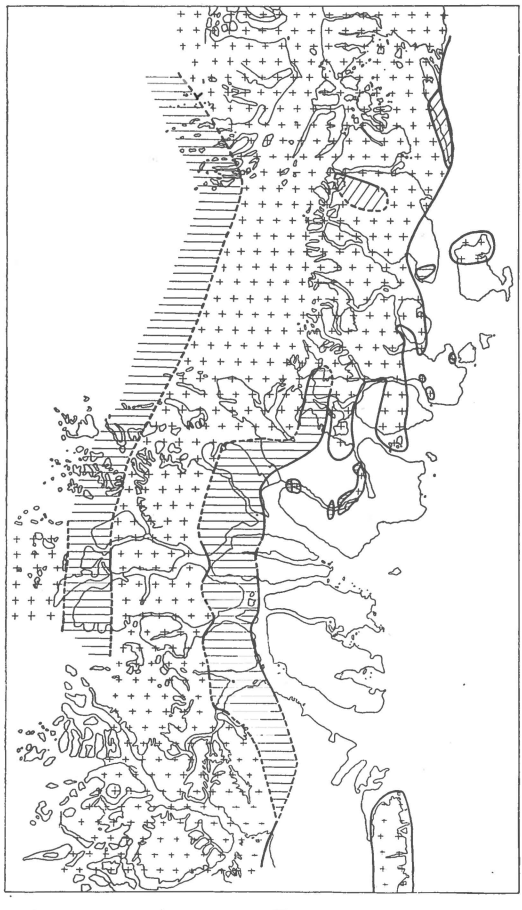


Abb. 2. Schematische geologische Skizze Ostgrönlands zwischen Scoresbysund und Danmarkshavn. Kreuze: Grundgebirge, überwiegend Gneis. Wagerechte Striche: Die Sedimente der präkaledonischen Zyklen; in der Fjordregion Eleonore-Bay-Formation und Altpaläozoikum, im Westen am Inlandeisrand Petermann-Serie. Schräge Striche: Die präkambrischen Sedimente auf Nörlund-Land und der Koldewey-Insel. Ohne Schraffur: Postkaledonische Sedimente u. s. w. Voll ausgezogene Grenzlinien sind gesichert, gestrichelte Grenzlinien vermutet.

Nach Westen grenzt diese Serie — soweit bis jetzt bekannt — mit Überschiebungen oder sonstigen Störungen an einen metamorphen Komplex, welcher sich in den inneren Regionen der grossen Fjorde nördlich des Scoresbysundes — also Segelsälskapets Fjord, Kempefjord, Franz-

Joseph-Fjord mit ihren inneren Verzweigungen — ausbreitet, dann im nördlichen Ole Rømer-Land wieder verfolgt werden konnte, von dort zum nordwestlichen Payer-Land herüberzieht, wo er jenseits des äussersten nördlichen Vorkommens der Eleonore-Bay-Formation gefunden wurde, und dann weiter im Norden sich mit dem anderen Gneisgebiet vereinigt, das in den Gebieten des Moschusochsenfjordes, des Godthaab-Golfes und der zentralen Clavering-Insel bekannt geworden ist.

Backlund hat kürzlich (1932) in durchaus einleuchtender Weise den Zusammenhang dieser verstreuten östlichen Gneissgebiete betont und gezeigt, dass wir die verschiedenen isolierten Kristallinvorkommen des Moschusochsenfjordes, der Nörlund-Alpen, von Jordanhill, Manley-Land und der zentralen Clavering-Insel als einem einzigen Gneissmassiv zugehörig betrachten müssen. Im Gegensatz zu dem vorerwähnten zentralen Komplex der inneren Fjorde ist hier der oberflächliche Zusammenhang der kristallinen Vorkommen bei dem äusseren Gneissrücken durch Überdeckung mit jüngeren Sedimenten — meistens Devon — oder durch jüngere Einbrüche gestört.

Diese beiden Gneissrücken vereinigen sich im Gebiet des Tiroler Fjordes zu einem grossen Areal, das nun von etwa von $74^1/_2°$ n. Br. ab fast ausschliesslich am Aufbau des Küstenlandes beteiligt ist.

Über die Stellung der isolierten Kristallinzone des Liverpoollandes zwischen Scoresbysund und Davy-Sund ist nicht sehr viel bekannt. In früherer Zeit als archäisch gedeutet, wird ihr gegenwärtig von L. Koch und Backlund in Übereinstimmung mit ihrer Auffassung über das Alter der ostgrönländischen Gneisse im Allgemeinen ein kaledonisches Alter zugeschrieben.

An der Ostseite des nördlichen Gneissgebietes gibt es nur ein einziges Vorkommen von präkambrischen Sedimenten, die mit denen der südlicheren Gegenden vergleichbar sind, und zwar am Südende von Hochstetter Vorland, entdeckt bereits von Payer 1870, in seinem Alter erkannt aber erst von L. Koch (1929).

An der Ostseite des zentralen »metamorphen Komplexes« schliesslich ist noch einmal eine Serie von Sedimenten, wahrscheinlich im wesentlichen präkambrischen Alters, bekannt geworden, die von Wordie (1930) Petermann-Serie benannt worden ist. Über diese Formation soll später berichtet werden.

Die Existenz einer mächtigen, ziemlich alten Sedimentserie in Ostgrönland ist seit Nathorst bekannt. Allerdings hatte auch schon die Zweite Deutsche Nordpolarfahrt unter Koldewey Gesteinsproben aus diesen Schichten mitgebracht, aber es hatte an zusammenhängenden geologischen Beobachtungen gefehlt. Nathorst fand altpaläozoische Fossilien bei Kap Weber, war jedoch nicht in der Lage, die unter den

fossilführenden Schichten lagernden mächtigen präkambrischen Serien einwandfrei als solche zu erkennen.

Erst im Jahre 1926 wurden diese Sedimente der Gegenstand erneuter Untersuchungen zunächst von WORDIE und unmittelbar danach von L. KOCH. Ebenso wie NATHORST erkannte auch WORDIE die enge stratigraphische Verknüpfung des durch Fossilien belegten Altpaläozoikums mit einer darunter liegenden sehr mächtigen Sedimentfolge, die augenscheinlich keine Fossilien enthielt. In der Überzeugung, dass in dieser Serie auch bereits präkambrische Glieder stecken müssten, schlug er vor, den gesamten Schichtenkomplex, als dessen jüngstes Glied Schichten etwa ordovizischen Alters bestimmt waren, dessen untere Grenze aber noch nicht festzulegen war, also den gesamten in Ostgrönland vorhandenen Schichtenkomplex präkaledonischen Alters, als »Franz Joseph beds« zu bezeichnen.

L. KOCH, der bald darauf die klassischen Lokalitäten besuchte, erkannte bereits das Vorhandensein unterscheidbarer kambrischer und ordovizischer Schichten. Es gelang ihm, die Basis des Kambriums mit ziemlicher Genauigkeit zu fixieren und damit die Selbständigkeit und das präkambrische Alter des grössten Teiles dieses Sedimentkomplexes festzulegen. KOCH bezeichnete das nun wenigstens nach oben einwandfrei abgegrenzte Präkambrium als »Eleonore Bay Formation«, ein Name, der sich inzwischen fest in der Literatur eingebürgert hat. KOCH entwarf ferner ein — wie er selbst meinte — provisorisches stratigraphisches Schema der präkambrischen Schichtengliederung. Es zeigte sich aber im Laufe der Arbeiten des Verfassers, dass dieses provisorische Schema eine grosse Verwendungs- und Ausbaufähigkeit besass. Fernerhin wurde von KOCH der Versuch unternommen, die einzelnen Glieder der Eleonore-Bay-Formation regional über grössere Erstreckung hin zu verfolgen, ein Versuch der ebenfalls mit grösstem Erfolge fortgesetzt werden konnte. Einige wesentliche Charakterzüge im tektonischen Bau der präkambrischen Sedimente werden bereits von KOCH erwähnt, so z. B. die grosse Antiklinale an der Südküste der Ymerinsel. Von hier stammt auch KOCH's stratigraphisches Schema, das folgendermassen aussieht:

Rote Schichten
Hellfarbene Schichten
Rote Schichten mit einer gelben Bank (ungefähr hier die Grenze zwischen Präkambrium und Kambrium)

14. Hellfarbene Schichten (wahrscheinlich Dolomit)
13. Dunkle Kalke
12. Hellfarbene Schichten (Dolomit)
11. Graue Schichten mit zwei creme-farbenen Bändern

10. Rote Schichten, im oberen Teil einige dünne gelbe Bänke
9. Hellfarbiger Dolomit
8. Eine graue Schicht
7. Eine rote Schicht mit drei gelben Bändern
6. Eine graue Schicht
5. Eine rote Schicht
4. Stark gelblich gefärbte Schichten
3. Graue Schichten
2. Rote Schichten
1. Graue und schwarze Schichten.

Dieses stratigraphische Schema ist zwar nicht vollständig, aber die Schichtglieder, die es umfasst, sind richtig charakterisiert. Eine sich auf die petrographischen Eigentümlichkeiten der Schichten gründende Einteilung gelangt, wenn sie die stratigraphischen Einheiten zu natürlichen Gruppen zusammenfasst, zu Ergebnissen, die sich mit dem Schema Koch's in Einklang bringen lassen. Unter natürlicher Gruppierung wird hier eine solche Zusammenfassung in leicht kenntliche, in sich gewisse Einheiten bildenden Formationsglieder verstanden, die eine schnelle Orientierung im Gelände und weiträumige stratigraphische Korrelation erlaubt, wie sie — man ist versucht zu sagen: überraschenderweise! — im Präkambrium Ostgrönlands in ganz einwandfreier und sehr befriedigender Weise durchgeführt werden kann.

Später versuchte Kulling eine speziellere stratigraphische Gliederung der Eleonore-Bay-Formation zu geben. Er teilte die präkambrischen Sedimente auf in eine untere Quarzitserie und eine obere Kalk-Dolomit-Serie — eine Einteilung, deren prinzipielle Berechtigung nicht angezweifelt werden darf. Innerhalb der Kalk-Dolomit-Serie unterschied er 23 Horizonte, vorwiegend Wechsellagerung von Kalken und Dolomiten. Die »Quarzitserie« gliederte er in 8 Einheiten, welche sich ungefähr dem Schema Koch's einpassen lassen, nur dass Kulling nun eine — wenn auch sehr generelle — petrographische Charakteristik hinzufügen konnte.

Über der Kalk-Dolomit-Serie fand Kulling in Lyell-Land, auf der Ella-Insel und in Suess-Land ein Konglomerat, das er als Tillit deutete.

Das gleiche Konglomerat hatte vorher schon Poulsen auf Andrée-Land bei Kap Weber und später ebenfalls auf der Ella-Insel gefunden. Er deutete es ebenfalls als Tillit. Poulsen führte weiterhin auf Grund eingehender paläontologischer Aufsammlungen bei Kap Weber und auf der Ella-Insel eine exakte stratigraphische Gliederung des Kambro-Ordoviziums durch, wobei er folgende Formationsglieder unterschied:

Narwhale Sound-Stufe	Ob. Canadium oder Unteres Ordovizium
Cape Weber-Stufe	Ob. Canadium
Cass Fjord-Stufe	Ob. Ozarkium
Dolomite Point-Stufe Hyolithus Creek-Stufe	ohne Fossilien
Ella Island-Stufe Bastion-Stufe Spiral Creek-Stufe Tillite Canyon-Stufe	Unter-Kambrium
Cape Oswald-Stufe	Tillit

Diese Gliederung erwies — wenigstens soweit der untere Teil in Frage kommt — ihre Anwendbarkeit dadurch, dass die Gliederung einer neuentdeckten kambrischen Lokalität auf der Strindberg-Halbinsel mit ihr sehr gut in Einklang gebracht werden konnte. Im oberen Teil dagegen wird möglicherweise eine Erweiterung nötig sein, wie noch zu zeigen sein wird.

Zu gleicher Zeit wie KULLING und POULSEN beschäftigte sich auch BACKLUND mit Teilen der Eleonore-Bay-Formation und wies mit Recht darauf hin, dass unter den bis dahin bekannt gewordenen Gliedern dieser Serie noch mächtige Quarzitkomplexe vorhanden wären. Damit erkannte er in den Grundzügen bereits die Dreigliederung der Formation in eine untere echte Quarzitserie (Mächtigkeit nach BACKLUND 6400 m), eine mittlere »Bunte Serie« (multicoloured series, 4700 m) und eine obere Kalk-Dolomit-Serie (5100). BACKLUND kam mithin zu einer Gesamtmächtigkeit des Präkambriums von nicht weniger als 16200 m. Diese Ergebnisse standen in bedeutenden Gegensatz zu den Mächtigskeitsangaben KULLING's, der für seine »Quarzitserie« (ungefähr identisch mit der »multicoloured series« BACKLUND's etwa 1600—1750 m, für die Kalk-Dolomit-Serie 2480—2840 m errechnete und damit weit unter der Hälfte der von BACKLUND für dieselben Formationsglieder errechneten Mächtigkeiten blieb.

BACKLUND glaubte ferner in der Sedimentzone der Eleonore Bay-Formation erhebliche tektonische Komplikationen annehmen zu müssen. Schon von WORDIE und KOCH waren solche in geringem Ausmaasse vermutet worden. So sollten beim Teufelsschloss nach WORDIE Sedimente über Kristallin überschoben worden sein, was KOCH jedoch sofort insofern richtigstellen konnte, als es ihm gelang festzustellen, dass auch die Basis des Teufelsschlosses aus Sedimenten und zwar Quarziten besteht. KOCH behielt jedoch die Annahme einer Überschiebung am Teufelsschloss bei und glaubte darüber hinaus auch an der dem Teufelsschloss gegenüberliegenden Seite der Ymerinsel in der Umgebung der

Blomsterbucht Anzeichen für eine Überschiebung zu erkennen, ebenso wie auch an der Nordwestseite der Eleonorebucht nördlich des Teufelsschlosses.

Backlund wiess ferner auf erhebliche tektonische Komplikationen im Geologfjord hin. Für diese Gegend hatte bereits Koch auf die Schwierigkeiten aufmerksam gemacht, die darin begründet liegen, dass der Geologfjord fast dem axialen Streichen des tektonischen Baus folgt, wodurch die Lagerungsverhältnisse dort etwas undurchsichtig werden.

Während Backlund in diesem vermeintlich komplizierten tektonischen Bau der präkambrischen Sedimentzone ein Beweisglied für die schon von Koch ausgesprochene und von ihm selbst näher ausgeführte Ansicht suchte, dass nämlich in den Sedimenten der Eleonore Bay-Formation die Hauptmateriallieferanten für den allergrössten Teil der ostgrönländischen Gneisse zu suchen wären, dass also diese Gneisse im wesentlichen kaledonisch metamorphosiertes Präkambrium seien, wurde demgegenüber in einer neuerlichen Schrift von Parkinson & Whittard der Standpunkt vertreten, dass diese Gneisse nicht kaledonisch sein könnten, sondern präkambrischen Alters sein müssten und zwar älter als die ältesten Sedimente der Eleonore-Bay-Formation. Parkinson & Whittard halten die von ihnen festgestellte einfache Lagerung der Eleonore-Bay-Formation, die nach ihren Beobachtungen bedeutendere Komplikationen vermissen lässt, für in gewissem Sinne in dieser Frage beweiskräftig. Obwohl sie im allgemeinen bedeutendere tektonische Komplikationen nicht gesehen zu haben meinen, halten Parkinson & Whittard doch an der Annahme der Überschiebung beim Teufelsschloss fest. Sie behandeln diese Überschiebung jedoch nur im Rahmen der »kleineren Störungen« innerhalb der präkaledonischen Sedimentserie, legen ihr also für die Klärung des Gebirgsbaus nur eine lokale und keine massgebliche Bedeutung bei.

Stratigraphischer Überblick.

Zur Erleichterung des Verständnisses der nachfolgenden Erörterungen sei eine Übersicht des Profils der mittleren Abteilung der Eleonore Bay-Formation vorausgeschickt, die ich im Folgenden »Bunte Serie« nennen will. Es ist dies der wegen der kontrastreichen Färbung seiner einzelnen Schichten am meisten ins Auge fallende Teil der Formation. Die »Bunte Serie« in der im Folgenden gebrauchten Bedeutung deckt sich im Wesentlichen mit der »Quarzit-Serie« Kulling's (1930), und umfasst auch den grössten Teil der provisorischen schematischen Gliederung von L. Koch (1929).

An der Basis der Bunten Serie finden wir eine sehr mächtige reine

Quarzit-Serie, die also älter ist als die von KULLING so bezeichnete. Über der Bunten Serie liegt die Kalk-Dolomit-Serie, die oberste Abteilung des ostgrönländischen Präkambriums und als solche bereits von KULLING erkannt.

Die Ausscheidung der Bunten Serie als gesonderter Abteilung zwischen der unteren rein quarzitischen und der oberen kalkig-dolomitischen Stufe empfiehlt sich zunächst aus praktischen Gründen, weil diese Schichtengruppe eine Reihe von über das ganze Untersuchungsgebiet verfolgbaren Horizonten enthält, die zur stratigraphischen Korrelation ausgezeichnet geeignet sind. Überdies kommt der so umschriebenen Gruppe der Charakter einer Übergangsbildung zu, indem sich hier der Übergang von der rein klastischen in die rein chemische Sedimentation vollzieht. Die besonderen Sedimentationsverhältnisse sollen jedoch erst am Schluss behandelt werden.

Nachstehend wird das stratigraphische Schema der Bunten Serie wiedergegeben (Abb. 3). Die Zahlen des KOCH'schen Schemas sind zum Vergleich daneben gestellt. Auf allen der vorliegenden Arbeit beigegebenen Profildarstellungen ist die Numerierung der Schichten ebenso vorgenommen worden, wie auf dem nachstehenden schematischen Profil.

Die Geologie zwischen Wordie-Gletscher und Bessel-Fjord (74°–76° nördl. Breite).

Der Scotstounhill-Nunatak im Wordiegletscher.

Ich möchte im Folgenden zunächst die Verhältnisse in dem Gebiet nördlich des Wordiegletschers etwas näher schildern, soweit sie mir hier bekannt geworden sind. Ich hatte Gelegenheit zwei Querschnitte durch das nördliche Gneissgebiet zu studieren, die beide in ihrer Weise interessant waren. Der südliche Querschnitt verläuft über den Wordiegletscher, der vom Inlandeis in südöstlicher Richtung zum Godthaab-Golf hinabfliesst. Dieser Gletscher ist an seiner Stirn etwa 25 km breit. Seine Gesamtlänge beträgt annähernd 70 km. In seinem Stromgebiet sind zwei Nunatakker gelegen, von denen der eine — Scotstounhill — 1926 von WORDIE, der andere — Ostenfeld Nunatak — 1930 von BACKLUND und SEIDENFADEN (s. SEIDENFADEN 1931, BACKLUND 1932) entdeckt wurde.

BACKLUND hat mit Recht auf die Tatsache der geringen Blockführung des Wordiegletschers aufmerksam gemacht (1932). Er beschreibt die Gletscherstirn zwischen Jordanhill und den Nörlundalpen — also den südlichen Teil der Gletscherfront — folgendermassen: »Der Wordiegletscher umgibt sich von der Seeseite mit einem Schuttmantel,

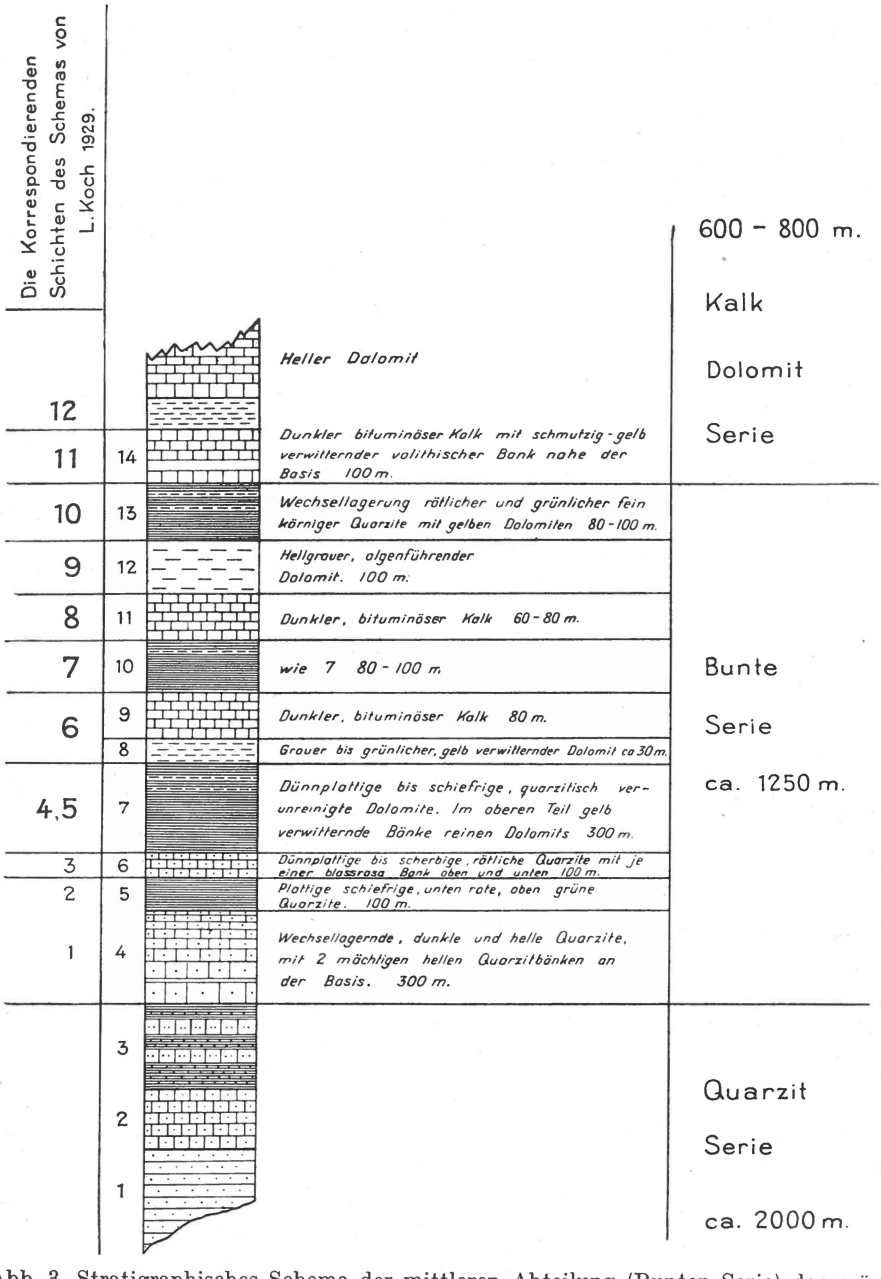


Abb. 3. Stratigraphisches Schema der mittleren Abteilung (Bunten Serie) der präkambrischen Eleonore-Bay-Formation Ostgrönlands.

der in grosser Erstreckung aus glaziofluvialem Material besteht und auf einer einige 100 m breiten (Abrasions-)Eisunterlage des Gletschers im Niveau des niedrigsten Wasserstandes ruht. Das Gletscherende ist also vollständig stagnierend.«

Ganz ähnliche Verhältnisse findet man auch an den andern Stellen der Gletscherfront, also zwischen Manley-Land und Jordanhill und ebenso vor der Abzweigung, die der Wordiegletscher in den Grantafjord entsendet. Die der Gletscherstirn vorgelagerte Schotterfläche ist überall sehr charakteristisch. Da ich die genannten Stellen nur im Frühjahr besucht habe, als der Fjord vor dem Gletscher eisbedeckt war, so liess sich nicht feststellen, ob auch hier das Schuttmaterial auf einer Eisunterlage ruht. Es ist aber möglich, dass dies der Fall ist.

Die Moränenbedeckung ist auch in den von mir besuchten Teilen der Gletscherstirn ganz auffallend gering. Mächtige Moränen liegen allerdings vor dem Gletscher auf Manley-Land und in dem breiten Tal zwischen Manley-Land und Courtauld-Land. Vom Gletscher selbst ist aber nur eine ganz schmale Randzone mit Moränenmaterial bedeckt und die Oberfläche des Gletschers ist im übrigen recht sauber. Es tritt überhaupt nur soweit Schutt am Gletscherrande zutage, als die tieferliegenden, bereits Teile der Grundmoräne enthaltenden Eisschichten herauskommen.

Dieser Mangel an Moränenmaterial ist ja besonders deshalb so auffällig — wie bereits BACKLUND betonte —, weil sich im Einzugsgebiet des Gletschers die beiden bereits erwähnten Nunatakker befinden. Die nähere Untersuchung des Gletschers zeigte nun aber, dass das Moränenmaterial der beiden Nunatakker überhaupt nicht bis zur Hauptstirn des Gletschers am Godthaab-Golf gelangt, sondern lange vorher seitlich abgeführt wird. Die Moräne des Scotstounhill wird in einer zur Hauptstromrichtung des Gletschers genau quer verlaufenden Richtung zu dem grossen, breiten Tal geführt, welches Manley-Land von Courtauld-Land trennt. Dieses Tal ist ein sehr schönes U-Tal, durch das einst ein Gletscherarm in den Grantafjord eingemündet hat, der dann weiterhin den Nordostarm dieses Fjordes benutzte, da dieser in der genauen Fortsetzung des Tales liegt.

Die Moräne des Ostenfeld-Nunatak liegt ebenfalls quer zur Hauptstromrichtung des Gletschers. Sie wird zu der nahegelegenen Abzweigung des Wordiegletschers in den Grantafjord verfrachtet. Da jedoch der Ostenfeld-Nunatak, wie noch darzustellen sein wird, aus bröckeligen, kalkigen und dolomitischen Gesteinen der Eleonore Bay-Formation besteht, so fallen die Blöcke der Moräne weitgehend mechanischer Frostverwitterung anheim, ehe sie überhaupt das Meeresniveau erreichen. Ein Teil des so zerfallenen Moränenschutts wird auch durch die Stürme fortgeführt, so dass garnicht mehr die Gesamtheit des ursprünglich vorhandenen Moränenmaterials auch wirklich bis zur Endmoräne gelangt. Da der Scotstounhill z. T. aus Gneiss besteht, so ist seine Moräne bestandfester und liegt als weithin sichtbarer dunkler Streifen auf dem

Gletscher, sodass sie bereits von BACKLUND und SEIDENFADEN von den Küstenbergen aus gesehen werden konnte.

Diese kurzen Erörterungen über die allgemeinen Strömungsverhältnisse des Wordiegletschers, die auf einer besonderen Skizze darzustellen versucht wurden (Abb. 4), sollten nur der allgemeinen Orientierung dienen und zeigen, weshalb man nicht erwarten darf, aus der Stirnmoräne des Gletschers ein Bild der geologischen Verhältnisse des Ein-

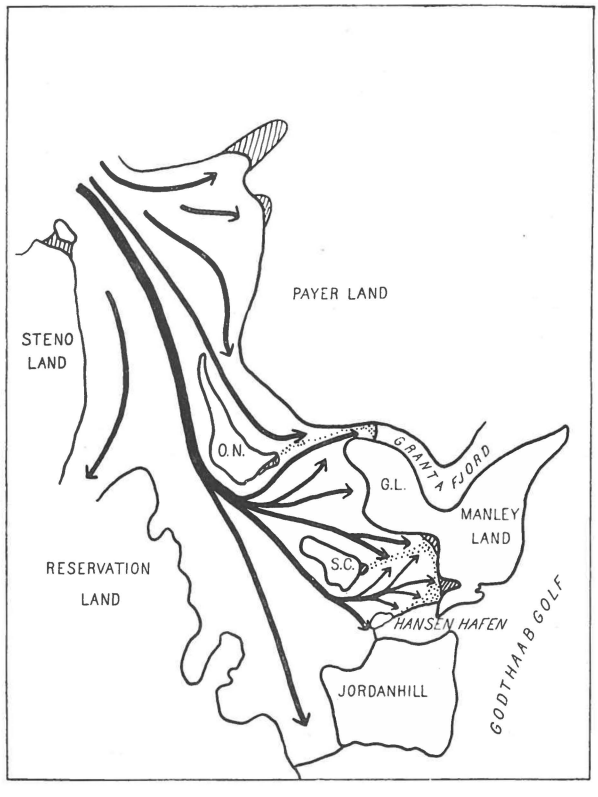


Abb. 4. Die Eisstromverhältnisse des Wordie-Gletschers, hauptsächlich in seinem östlichen Teil. Punktiert: Moränen; schräge Striche: Seen. O. N. = Ostenfeld-Nunatak, S. C. = Scotstounhill-Nunatak, G. L. = Courtauld-Land. (1:600000).

zugsgebietes desselben erlangen zu können. Hierdurch gewinnen diese Beobachtungen natürlich auch einen gewissen prinzipiellen Wert. Bei flüchtigen Rekognoszierungen in arktischen Gebieten ist man häufig gezwungen, Geröllführung von Flüssen und Blockführung von Gletschern zu einer oberflächlichen Orientierung über die Verhältnisse landeinwärts gelegener Gebiete heranzuziehen. Es ist aber notwendig, solche Beobachtungen vorsichtig zu benutzen und sich über die möglichen Verfälschungen des so entstandenen Bildes Rechenschaft abzulegen.

Die Gneisse von Jordanhill und Manley-Land sind schon Gegenstand der Untersuchungen BACKLUND's gewesen, weshalb ich hier über sie hinweggehen möchte, um sofort in die Besprechung der Geologie der weiter gletscheraufwärts gelegenen Gebiete einzutreten.

Die Geologie des Scotstounhill-Nunataks ist mir bekannt geworden durch Begehung seiner Südostecke, durch Aufsammlung von Geschieben auf der von dieser Ecke nach Ostnordost abgehenden Moräne und durch Beobachtungen mit dem Fernglas vom Gletscher zwischen Scotstounhill und Courtauld-Land aus, die sich über die gesamte Ostseite des Nunataks erstreckten.

Danach besteht der südöstliche Teil des Scotstounhill aus Gneiss, der nordwestliche aus roten Sandsteinen. Zwischen diesen beiden Formationen ist ein kleines Gebiet dunklerer Gesteine — wahrscheinlich Sedimente — eingeschaltet, deren Stellung und Lagerung noch nicht ganz geklärt ist. An der Südostecke des Scotstounhill hat sich ein gewaltiger Schuttkegel gebildet, von dem bis vor kurzem die Moräne unterhalten worden sein muss. Heute stürzt das Material dieses Schuttkegels in einen kleinen See, der zwischen dem Beginn der Moräne und dem Ende des Schuttkegels gelegen ist. Dieser See muss wohl durch die im Sommer von dem Schuttkegel abfliessenden Schmelzwässer entweder als Kolk oder durch Kesseleinbruch des Gletschers an dieser Stelle in relativ junger Zeit entstanden sein. Es kommen auf diese Weise heute jedenfalls im Niveau dieses Sees, das beträchtlich unter dem allgemeinen Gletscherniveau liegt, die tiefsten Gneisse des Scotstounhill heraus. Es sind hier stark gepresste und gefältelte, biotitreiche Gneisse, deren Lagenstruktur etwa N—S streicht und mit 45° gegen W einfällt. Der Scotstounhill lässt in Wirklichkeit den gegen NW gerichteten Vorsprung vermissen, wie er auf den Karten zum Ausdruck kommt. Seine NW-Seite verläuft vielmehr ziemlich gerade und hat sogar — an der Grenze von Gneiss und Sediment — eine kleine Einbuchtung, an der sich der heranfliessende Gletscher gewaltig staut, sodass es leider unmöglich war, hier am Rande des Nunataks bis in die Sedimentzone hinein vorzudringen.

Die folgenden Beobachtungen gründen sich deshalb einerseits auf das Studium der Geschiebeführung der Scotstounhill-Moräne und andrerseits auf Beobachtungen, die vom Gletscher aus bei der Passage zwischen Scotstounhill und Courtauldland angestellt werden konnten.

Bei der Durchmusterung des Geschiebebestandes muss man natürlich berücksichtigen, dass die Moräne des Scotstounhill nicht nur Geschiebe von diesem Nunatak, sondern auch solche von dem gesamten weiter aufwärts gelegenen riesigen Einzugsgebiet des Wordiegletschers enthalten muss. Doch zeichnen sich die Geschiebe vom Scotstounhill selbst natürlich durch grössere Frische und geringste Abrollung aus. Unter den Sedimentärgeschieben, die von höheren Gletscherregionen

kommen, lassen sich die noch zu besprechenden Petermann-Geschiebe leicht aussondern. Schwieriger sind Geschiebe zu erkennen, die etwa vom Ostenfeld-Nunatak gekommen sein sollten. Doch ist die Möglichkeit eines nennenswerten Geschiebetransports vom Ostenfeld-Nunatak zum Scotstounhill aus verschiedenen Gründen nur sehr gering.

Die Skizze Abb. 5 gibt darüber Auskunft, die sich aus einiger Entfernung von Osten gesehen, die geologischen Verhältnisse des Scotstounhill an seiner Ostseite darstellen.

Die Zone gefältelter Schichten unmittelbar nördlich des Gneisses im unteren Teil des Profils dürfte sich aus Kalken und Dolomiten zusammensetzen. Besonders dunkle Kalke sind in der Scotstounhill-Moräne häufig. Diese sind grösstenteils frei von Kalzitadern und gleichen im Allgemeinen mehr altpaläozoischen als präkambrischen Sedimenten. Es dürfte sich hier um einen ähnlichen an einer Verwerfung erhaltenen,

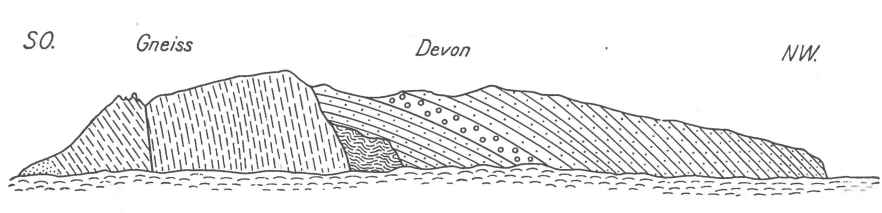


Abb. 5. Profil des Scotstounhill von Osten gesehen. Zwischen Devon und Gneiss eine Zone gefältelter dunkler Sedimente, vermutlich Kalke. (1:50000.)

Sedimentrest handeln, wie an der Ostseite des »inlier« vom Moschusochsenfjord.

Der ganze nördliche Teil des Scotstounhill wird von gut geschichteten roten Gesteinen eingenommen, die schon nach der Art ihrer Absonderung von weitem als Sandsteine anzusprechen sind. Es dürfte sich hier um Devon handeln. Ist dies der Fall so darf man trotzdem nicht einen bedeutenden Gehalt an devonischen Sandsteinen in der Scotstounhill-Moräne erwarten, da diese viel zu schnell zerfallen. Immerhin trifft man auf der Moräne und auch längs der Ostseite des Nunataks, soweit sie begangen werden konnte, also bis nahe an das Sedimentgebiet heran, recht häufig auf Blöcke von dunkelrotem Sandstein, die nur vom nördlichen Teil des Scotstounhill herstammen können. Fester verkittet sind vor allen Dingen die konglomeratischen Partieen. Eine solche Konglomeratbank mit sehr grossen Geröllen ist vom Gletscher aus deutlich inmitten der Sandsteine des nördlichen Scotstounhill sichtbar.

Einem solchen Konglomerat, dass sich durch besonders feste Zementierung auszeichnet und infolgedessen auch über grössere Entfernungen verfrachtet werden kann, begegnet man bereits an der Stirn des Wordiegletschers, wo ich grosse Blöcke davon im Hansen-Hafen,

an der Südspitze des Manleylandes antraf. Dieses Konglomerat zeichnet sich durch einen grossen Gehalt an Kalkgeröllen aus, die teils rötlich, teils dunkel gefärbt sind. Daneben treten helle Dolomite auf. Kristalline Gerölle fehlen ganz. Es ist ziemlich wahrscheinlich, dass dieses das Basis-Konglomerat des Devons vom Scotstounhill ist. Ganz dasselbe Konglomerat, z. T. auch Blöcke mit rotem Sandstein zusammengebacken, findet man auch in der Moräne des Scotstounhill selbst. Die verschieden gefärbten Kalk- und Dolomitgerölle geben dem Konglomerat ein sehr auffallend buntes Aussehen.

Unter den Geschieben des Hansen-Hafen kann bei dieser Gelegenheit noch ein anderes Konglomerat erwähnt werden, welches ein dunkleres Aussehen hat und dessen Gerölle wenigstens zum Teil der Quarzitserie der Eleonore-Bay-Formation zu entstammen scheinen. Auch metamorphe Sedimente waren unter den Geröllen dieses Konglomerats reichlich vertreten. Ob. auch dieses Konglomerat vom Scotstounhill stammte, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden.

Bezüglich der Lagerung des Devons auf dem Scotstounhill ist zu bemerken, dass dieselbe, im Gegensatz zu der Darstellung der Skizze, nach Norden zu flacher wird. Es konnte natürlich nicht mit völliger Sicherheit ausgemacht werden, ob das Devon transgressiv auf dem Gneiss und den älteren Sedimenten ruht, doch scheint mir dieses wahrscheinlich zu sein. Wir hätten dann auch bezgl. der Lagerung des Devons hier eine genaue Parallele zu den Verhältnissen bei dem Gneissgebiet am Ausgange des Moschusochsenfjordes.

Das Devon des Scotstounhill liegt in der genauen Fortsetzung des von BACKLUND (1932) am Südende der Stirn des Wordiegletschers auf Hudsonland entdeckten Devonstreifens. Es ist somit der nördlichste bekannte Ausläufer der ostgrönländischen Devonbedeckung, wenigstens in seiner gegenwärtigen Ausdehnung. Hierbei sehen wir von der Sandsteinserie der westlichen Claveringinsel ab, in der nicht nur Sedimente unterkarbonischen, sondern auch devonischen Alters stecken, die jedoch einmal in anderem Zusammenhang beschrieben werden sollen.

Nach BACKLUND ist der Devonstreifen des nördlichen Hudsonlandes als Graben eingesenkt zwischen Kristallin (die südliche Fortsetzung des Jordanhill-Gneisses) im Osten und der Eleonore-Bay-Formation des Reservationlandes im Westen. Es wurde gesagt, dass auf dem Scotstounhill keine Verwerfung zwischen Devon und Gneiss vorzuliegen scheint, während über die westliche Begrenzung des Devon hier keine Angaben gemacht werden können. Die Sandsteine des nördlichen Scotstounhill bilden ein Plateau, das sich langsam nach Norden zu absenkt, sodass seine Kante an der etwas zugespitzten Nordecke dieses Nunataks nur noch etwa 200 m über dem Gletscherniveau liegt.

Die Kalk-Dolomit-Serie vom Ostenfeld-Nunatak und von Payerland.

Der Ostenfeld-Nunatak besteht vollständig aus Gesteinen der Kalk-Dolomit-Serie, ebenso wie der in der nördlichen Fortsetzung dieses Gebiets gelegene Teil von Payerland. Auf dem Ostenfeld-Nunatak, der eine Länge von 13 km hat, konnte nur der südöstlichste Zipfel begangen werden. Hier begegnen wir bei der äussersten nach Südosten vorragenden Spitze dunklen Kalken, die von etwa 500 m mächtigen helleren Dolomiten überlagert werden. Das Streichen ist hier N 30° W bei einem Einfallen von 50° SW. Weiter westlich trifft man auf z. T. leicht gefaltete



Abb. 6. Südteil der Kalk-Dolomit-Serie auf Payerland, gesehen von der Südostecke des Ostenfeld-Nunataks. — März 1932.

rötliche und dunkle Kalke, welche N 60° O streichen und mit etwa 25° nach SO einfallen. Es müssen hier also augenscheinlich einige Verwerfungen vorliegen, deren Verlauf im Einzelnen jedoch nicht deutlich verfolgt werden konnte. Eine grössere Verwerfung trennt sicher diesen ganzen äussersten Südostteil von dem Hauptkörper des Nunataks, der ganz und gar aus dunklen Gesteinen, vorwiegend sicherlich Kalken, aufgebaut ist. Über die Lagerung in diesem Teil, der nicht besucht werden konnte, ist wenig zu erkennen. Aus der Zusammensetzung der von dem Südostzipfel des Nunataks nach dem Grantafjord transportierten Moräne lässt sich jedoch unschwer erkennen, dass andere als kalkige und dolomitische Gesteine an dem Aufbau des Ostenfeld-Nunataks nicht beteiligt sein dürften. Es wurde schon einmal darauf hingewiesen, dass nur ein kleinerer Teil dieses Moränenmaterials überhaupt

bis zum Fjord gelangt, da das Meiste unterwegs zerfriert und vom Winde verblasen wird.

Auf Payerland erkennt man bereits vom Ostenfeld-Nunatak aus das Vorhandensein von Sedimenten in einer breiten Zone, in der auffallend hell und dunkel gebänderte Schichten anstehen (Abb. 6). Nach Osten gegen den Gneiss zu sind die Schichten abwärts geschleppt. Doch konnte die Randzone nur aus der Entfernung studiert werden. Wegen der breiten Gletscherrandkluft waren die Untersuchungen hier überhaupt sehr schwierig und die Sedimentzone konnte nur an einer einzigen Stelle betreten werden. Hierdurch konnte wenigstens einwandfrei nachgewiesen werden, dass die dunklen Zonen dieser Serie aus einem dunklen Kalk bestehen. Die untersuchte Bank zeigte Spuren starker tektonischer Beeinflussung. Der Kalk war von weissen Kalzitadern in



Abb. 7. Profil des Hauptteils der Payerlandseite des Wordiegletschers. Zeigt in der Hauptsache die Lagerung der Kalk-Dolomit-Serie in dieser Gegend. (1:250000.)

grosser Zahl durchzogen, die jedoch völlig zerbrochen und zerrissen waren. Auch im Kalk selbst zeigen sich Pressungserscheinungen, Ruschelung etc. Der Kalk ist nicht so frisch und unbeeinflusst, wie der des Ostenfeld-Nunataks. An der besuchten Stelle wurde das Schichtstreichen zu N 20° W und das Einfallen zu 20—30° W gemessen.

Die hellen Bänke bestehen sicherlich aus Dolomit. Die auf Abb. 6 ersichtliche Wechselfolge von hellen und dunklen Bänken wird von einer Serie gelblicher Sedimente überlagert. Durch eine schwache Flexur kommen diese hangenden Schichten nach Norden zu bald ins Gletscherniveau, (Abb. 7) konnten allerdings dort nicht besucht werden, da es gänzlich unmöglich war, den Übergang vom Gletscher zum Lande irgendwo zu bewerkstelligen. Ihre Betrachtung vom Gletscher her ergab indessen, dass es sich um ein stark verwitterndes, zerbröckelndes und jedenfalls schiefriges Gestein handelt, wie es innerhalb der Kalk-Dolomit-Serie weiter im Süden kaum bekannt ist.

Wenn somit auch die Beobachtungen über die Kalk-Dolomit-Serie im Bereich des Wordiegletschers noch durchaus dürftig sind, so hat sich jetzt doch das herausgestellt, dass die von BACKLUND bereits auf Reservationland beobachtete Eleonore Bay-Formation (auch dort nur

die Kalk-Dolomit-Serie entwickelt) sich in gerader Richtung nordwärts bis zum Payerland verfolgen lässt. Hier findet allerdings diese Zone mit grosser Wahrscheinlichkeit ihren Abschluss, da sich eine weitere Fortsetzung nach Norden hin bisher nicht hat ermitteln lassen.

Der Rand des Inlandeises zwischen Wordie-Gletscher und Soraner Brae.

Es wurde einleitend darauf hingewiesen, dass im Westen in unmittelbarer Nähe des Inlandeises an verschiedenen Stellen eine weitere Sedimentzone angetroffen wird, welche im nächsten Kapitel behandelt werden soll. In dem Gebiet zwischen etwa $74^1/_2°$ und 76° nördl. Br. trifft man jedoch diese Sedimentzone nicht an. Folgt man dem Inlandeisrande vom Wordiegletscher aus nordwärts, so bleibt man stets innerhalb der nördlichen Fortsetzung des Gneissgebietes, das man im oberen Einzugsgebiet des Wordiegletschers berührt. Nordwestlich des besprochenen Sedimentgebietes des Payerlandes wurde auf verschiedenen Exkursionen stets Gneiss angetroffen. Der nördlich des Ostenfeld-Nunataks auf Payerland gelegene Keglebjaerg (Kegelberg) und seine nähere Umgebung konnte kurz begangen werden. Der Gneiss tritt hier in mehr oder weniger horizontal angeordneten Lagen zutage. Granatgneisse, z. T. sehr hornblendereich sind hier überall vorherrschend, doch trifft man auch häufig auf quarzreiche Augengneisse. Südlich des Keglebjaerg wurde ein Diabasvorkommen bemerkt. Es kann gleich hinzugefügt werden, dass hier wie überall Intrusiva zu den Seltenheiten gehören. Dieses gilt sowohl für die Gneissgebiete als auch für die Zone der präkaledonischen Sedimente im Allgemeinen.

Bei den Marianne-Nunataks findet man ebenfalls überwiegend Granatgneisse mit sehr schön ausgebildeten Almandinen, von z. T. beträchtlicher Grösse. Der Durchmesser des grössten gefundenen Granats betrug fast 10 cm.

Die Berge von Stenoland konnten mehrmals bei guter Beleuchtung mit dem Fernglase betrachtet werden, besonders jene Gegend, die vom Godthaab-Golf aus als letzter Landrest in der Ferne sichtbar ist und von Wordie »Faraway How« genannt wurde. Ich erkannte nördlich des Irisgletschers helle, gelblich gefärbte Gesteine, die von dunklen Schichten unterlagert sind. Die Grenze zwischen heller und dunkler Zone schien mit etwa 45° gegen S einzufallen. Nördlich hiervon sieht man rotbraune Gesteine mit erkennbarer Bankung, die mit etwa 60° gegen S einfallen.

Backlund hat etwa dieselbe Gegend von Süden, von den Nörlund-Alpen her gesehen und glaubte dort die Anwesenheit von Gesteinen aus dem terrestrischen Sedimentationszyklus des Devons und Karbons vermuten zu können. Es ist aber natürlich sehr schwer, über grosse Ent-

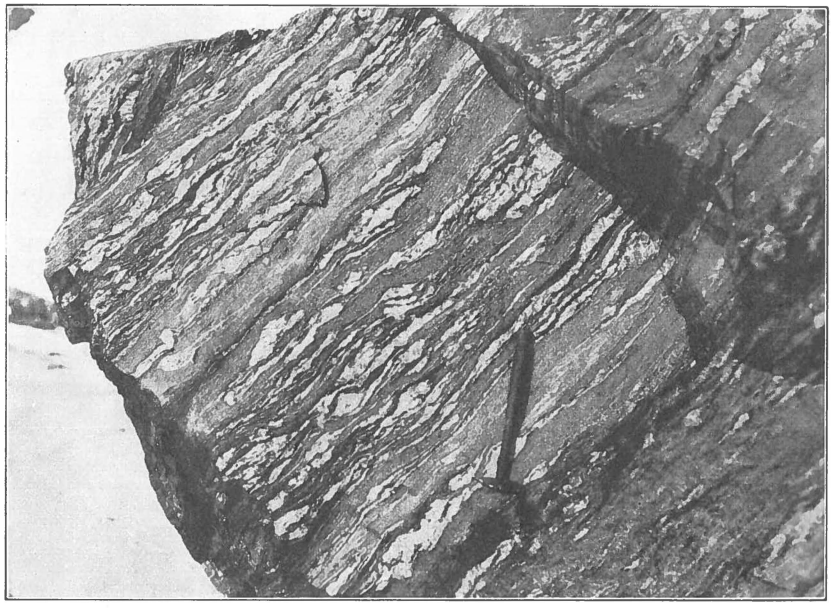


Abb. 8. Augengneis vom Nunatak Formand im obersten Einzugsgebiet des Gerda-Gletschers. — April 1932.



Abb. 9. Oberer Teil des Gerda-Gletschers. Im Vordergrund feinschichtige Gneise. — April 1932.

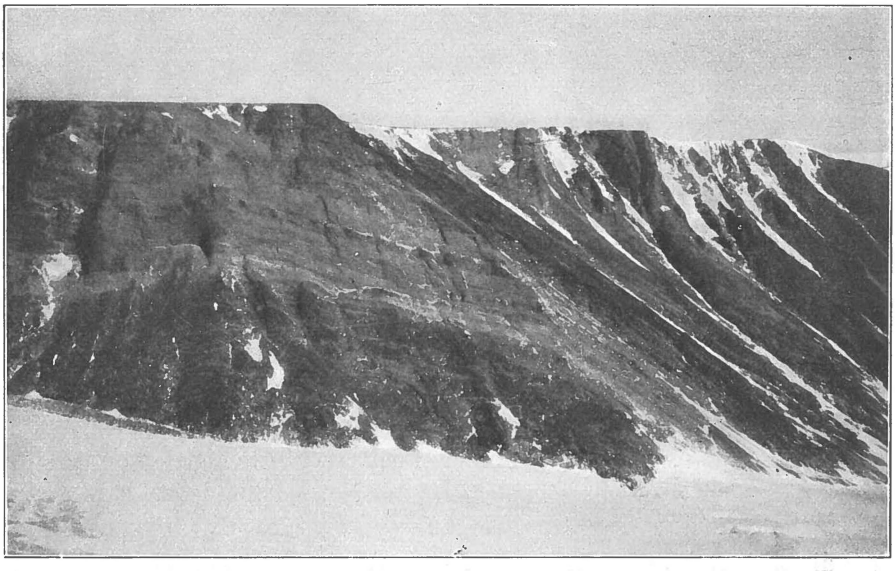


Abb. 10. Nordseite des Heinkel-Gletschers. Oberkante ca. 1600 m ü. M. Hier wird die alte Abrasionsfläche besonders deutlich. — April 1932.



Abb. 11. Gneissfaltung im südlichen Teil der Watkins-Nunatakker. — Mai 1932.

fernungen hin ein Urteil über den Charakter von Gesteinen zu fällen. Mit einiger Sicherheit auszuschalten sind im Fall von Stenoland in jedem Falle die prädevonischen Sedimente mit Ausnahme der Quarzitserie, jedoch kann man ebenso gut diese Gesteine auch als Gneiss ansprechen. Eine Entscheidung lässt sich nur durch Besuch des Landes fällen.

Aus Überlegungen allgemeiner Natur heraus würde ich es zunächst für wahrscheinlicher halten, dass Stenoland in Analogie zu dem nordwestlichen Payerland aus Gneiss besteht. Die Verhältnisse in dem Lande zwischen Wordie- und Waltershausen-Gletscher werden im Übrigen noch später darzulegen sein.

Verschiedene Bilder (Abb. 8—11) mögen eine Anschauung von dem Aussehen des Gneissgebietes nördlich des Wordiegletschers geben.

Die Petermann-Serie.

Über den westlich des zentralen metarmorphen Komplexes gelegenen Sedimentbereich ist immer noch recht wenig bekannt. Im Gebiet der Petermannspitze beiderseits des Nordenskiöldgletschers westlich des obersten Endes des Franz-Joseph-Fjordes traf die WORDIE-Expedition 1929 Sedimente an. Nach WORDIE & WHITTARD (1930) besteht diese Sedimentserie aus Quarziten in über 1000 m Mächtigkeit, die im allgemeinen mit etwa 30° in westnordwestlicher bis westsüdwestlicher Richtung einfallen. Die genannten Autoren erwähnen folgende Arten von Quarzit:

Plattigen Quarzit, der dunkelgrau verwittert; rot verwitternden graugrünen und rosa Quarzit mit Rippelmarken und Kreuzschichtung; braun verwitternden schwarzen Quarzit. Ausserdem an einer Stelle dunkle blätterige Schiefer.

Störungen innerhalb dieser Serie scheinen nicht aufzutreten, da WORDIE & WHITTARD überall weithin sichtbare gleichförmige Lagerung berichten.

Die Ostgrenze dieser »Petermann-Serie« gegen den metamorphen Komplex des Kaiser-Franz-Joseph-Fjordes ist durch eine Intrusion eines grauweissen Zweiglimmergranits verdeckt.

Aus der Geschiebeführung der Mittelmoräne des Nordenskiöldgletschers schliessen WORDIE & WHITTARD, dass westlich des Sedimentkomplexes der Petermannserie wiederum Kristallin folgen müsse (granatführende Glimmerschiefer u. s. w.).

Die Beschreibung von WORDIE & WHITTARD lässt erkennen, dass die Gesteine der Petermannserie im Bereich des Nordenskiöldgletschers eine sehr grosse Ähnlichkeit mit denen der Quarzitserie der Eleonore Bay-Formation haben müssen.

Ein weiteres weit landeinwärts gelegenes Sedimentgebiet wurde von J. P. KOCH und A. WEGENER gelegentlich ihrer Inlandeisdurchquerung

1913 im westlichen Teil von Dronning Louise-Land entdeckt. Die wenigen hierüber verfügbaren Daten sind von L. Koch (1929) zusammengestellt worden. Auch hier fallen die Schichten westwärts und sind stellenweise von Diabasgängen durchsetzt. L. Koch beschreibt aus J. P. Koch's und Wegener's Sammlungen folgende Gesteine: hellen quarzitischen Sandstein mit muskovitreichem Bindemittel; hellfarbenes Konglomerat mit wohlgerundeten Quarzgeröllen; rötliche und grüne phyllitische Tonschiefer; Diabas. Das Konglomerat und der Quarzit sind keinem ersichtlichen Druck unterworfen gewesen und völlig unverändert. L. Koch betont die grosse Ähnlichkeit dieser Sedimente mit denen der Thule-Formation in Nordgrönland und der Eleonore Bay-Formation an der ostgrönländischen Küste. Das Auftreten von Diabas verknüpft dieses Vorkommen, wie Koch feststellt, mehr mit der Thule-Formation.

Wordie betonte später die Möglichkeit eines Zusammenhanges dieser Sedimente von Dronning Louise-Land mit denen von der Gegend der Petermannspitze. Wegen der äusserst schwierigen Zugänglichkeit dieser küstenfernen, in Inlandeisnähe gelegenen Landgebiete werden wir wohl nur sehr langsam in eine genauere Erkenntnis der geologischen Zusammenhänge eindringen. Überdies besteht gar kein unmittelbarer Zusammenhang zwischen den nördlichen und den südlichen Landgebieten am Inlandeisrande. In einer Querdepression (etwa zwischen dem 74. und 76. nördl. Breitengrad) verschwindet der den Inlandeisrand begleitende Gebirgszug unter einer gewaltigen Inlandeiszunge, mit der das Inlandeis hier in grössere Nähe der inneren Fjordregion heranreicht. Damit ist der geologischen Bau in der südlichen Fortsetzung von Dronning Louise-Land leider der Beobachtung entzogen. Immerhin liess sich doch mit Sicherheit feststellen, dass die Sedimentzone von Dronning Louise-Land eine südliche Fortsetzung unter dem Inlandeise haben muss, was fast einer direkten Bestätigung der Wordie-schen Annahme von einem Zusammenhang der Sedimente von Dronning Louise-Land mit denen der Petermannspitze gleichkommt. Im Bereich dieser grossen Inlandeiszunge wurde nämlich am Rande des Inlandeises überall eine starke Geschiebeführung von Sedimenten beobachtet, die nur dieser westlichen Sedimentzone entstammen können. Schon im Bereich des unteren Wordiegletschers fällt eine grosse Anzahl von Quarzitgeschieben auf, darunter auch der unter den Geschieben der Küste wohlbekannte Scolithusquarzit. Diese Quarzitgeschiebe liessen sich nun längs des ganzen Randes bis zum Beginn des Gletschers zum Inlandeis hinauf verfolgen. Auf einem der Marianne-Nunataks, welche unmittelbar beim oberen Gletscherende liegen, beobachtete ich folgende Geschiebe: roter harter Sandstein; gräulichgrüner, rot verwitternder feinkörniger Quarzit mit Wellenfurchen; Scolithusquarzit aus weisslichen

und violetten Lagen, in dem die Scolithusröhren senkrecht zur Schichtung lagen und eine rotbraune Färbung haben; Scolithusquarzit von der gewöhnlichen gelblichen Färbung, wie man ihn am häufigsten sieht.

Eine ganz ähnliche Geschiebevergesellschaftung fand ich einige km nördlicher auf dem winzigen Nunatak Eremit.

Sedimentgeschiebe werden etwas seltener weiter nach Norden zu im Einzugsgebiet des Gerdagletschers, des Anna-Sten-Gletschers u. s. w. Sie fehlen aber nirgends gänzlich.

Häufiger begegnen wir ihnen wieder in dem Einzugsgebiet der westlichen Zuflüsse des Ejnar-Mikkelsen-Gletschers und ganz besonders gute Suiten kann man im Gebiet des Soraner Brae und seinen nach Osten gerichteten Abflüssen sammeln. In der Moräne des vom Soraner Brae in Richtung auf den Besselfjord abzweigenden kleinen Seitengletschers sammelte ich in etwa 800m Meereshöhe folgende Sedimentärgeschiebe:

Eine grosse Reihe von Quarzitarten, vornehmlich heller, harter Quarzit, aber auch dunklere Quarzite in der verschiedensten Ausbildung sind häufig.

Heller Dolomit, der sehr an die Dolomite aus der Bunten Serie der Eleonore-Bay-Formation erinnert; daneben graue Dolomite mit Quarzitadern.

Roter Sandstein mit Kreuzschichtung.

Blöcke von Scolithusquarzit und zwar von einer Varietät, bei der die Röhren nicht so eng beieinander stehen, wie bei den weiter südlich gesammelten Stücken.

Ausser diesen Sedimenten, die durchweg nicht metamorphosiert sind, sondern so frisch, wie die Gesteine der Eleonore-Bay-Formation, findet man hier nun noch eine ganze Reihe von metamorphen Schiefern, deren Sedimentcharakter aber noch deutlich erkennbar ist. Ausserdem wurde ein diabasartiges Gestein bemerkt.

Die erste Gruppe der nichtmetamorphen Sedimentärgeschiebe entstammt ganz zweifellos dem Sedimentgebiet von Dronning Louise-Land oder seiner südlichen Fortsetzung, da andere Herkunftsmöglichkeiten nicht in Frage kommen.

Die zweite Gruppe hingegen dürfte der metamorphosierten Sedimentgruppe zuzurechnen sein, die sogleich besprochen werden muss.

Zusammenfassend lässt sich also über die Petermann-Serie Folgendes aussagen:

Dieser Sedimentkomplex enthält durchaus ähnliche Gesteine wie wir sie aus der Eleonore-Bay-Formation kennen, Quarzite scheinen im Süden in der Gegend der Petermannspitze zu überwiegen, wenn nicht ausschliesslich verbreitet zu sein. Auch weiter nach Norden zu dürften quarzitische Gesteine am Aufbau dieser Serie massgebend beteiligt sein.

Bei Aufsammlungen in Moränenmaterial ist natürlich zu berücksichtigen, dass Kalke und Dolomite schnellerer mechanischer und chemischer Aufbereitung verfallen, sodass der Geschiebebestand zugunsten überwiegender Häufigkeit der Quarzite auch dort ausgedeutet werden kann, wo im Einzugsgebiet eine solche nicht primär vorhanden ist. Es ist demnach nicht möglich zu sagen, in welchem wirklichen Verhältnis die klastischen zu den chemischen Sedimenten im Anstehenden von Dronning Louise-Land und dem südlich davon unter Eis begrabenen Gebiet stehen. Von Dronning Louise Land selbst wird ein Quarzkonglomerat beschrieben. Wichtig ist ferner die Feststellung, dass der Scolithusquarzit, dessen Häufigkeit unter dem Geschiebematerial der Küste schon früher aufgefallen ist (Poulsen, 1932), der Petermannserie entstammen muss. Er muss hier ziemlich gleichmässig im gesamten Sedimentationsgebiet dieser Serie zur Ausbildung gekommen sein. Ferner sind diabasische Intrusionen unbekannten Alters von Dronning Louise-Land bekannt und bereits von L. Koch erwähnt worden.

Im Ganzen dürfte man hieraus schliessen können, dass die Petermannserie etwa das Bild der untere Hälfte der Eleonore Bay-Formation darbietet. Bei aller Vorsicht in der Ausdeutung der Beobachtungen erscheint doch ein bedeutendes Überwiegen der Produkte klastischer Sedimentation über die Produkte chemischer Sedimentation gesichert. Die Beobachtung eines Konglomerats ist besonders wichtig, da Konglomerathorizonte bisher auch im unteren quarzitischen Teil der Eleonore-Bay-Formation nicht nachgewiesen worden sind.

Das Auftreten des Scolithussandsteins ist insofern bemerkenswert, als diese Bildungen ja in weiter Verbreitung aus dem skandinavischen Unterkambrium bekannt und kürzlich auch von Poulsen in unterkambrischen Schichten der ostgrönländischen Aussenküste im Hangenden der Eleonore-Bay-Formation nachgewiesen worden sind. Die Abbildungen von Poulsen zeigen die grosse Ähnlichkeit dieser Scolithen von der Ella-Island-Formation mit denen aus Geschieben, die der Petermannserie entstammen (Poulsen, Taf. 6 Fig. 2 und 3). Nun ist allerdings die spärlichere Verteilung der Röhren in dem Quarzit aus der Ella-Island-Formation kein sehr brauchbares Kennzeichen, da ich ebensolche Scolithusquarzite mit grösserem Abstand der Röhren auch unter dem Geschiebematerial der Petermannserie gefunden habe. Natürlich darf man diese Wurmbauten einstweilen, besonders unter so unsicheren Fundumstände keineswegs etwa als »Leitfossilien« betrachten, da ja auch aus anderen Formationen (vergl. die »Pfeifenquarzite« des Devons) solche Bildungen bekannt geworden sind. Es liegt aber doch der — wenn auch nicht absolut sichere — Hinweis nahe, dass mit dem Scolithusquarzit die Petermannserie bereits in das Unterkambrium hineinragt oder mindestens nahe an diesen Zeitraum herankommt. Diese Frage

ist paläogeographisch und für die ganze Auffassung von der Alterstellung und den stratigraphischen Korrelaten der Petermannserie überhaupt von viel zu grosser Wichtigkeit, als dass sie nicht mit äusserster Vorsicht behandelt werden müsste.

Zur Geologie des Nörlund-Landes.

Bereits beim Abstieg vom Soraner Brae durch das Schwarck-Tal nach dem Besselfjord bemerkt man an dem diesem Tal gegenüberliegenden Berge eine sehr ins Auge fallende Terrasse, deren Höhe später zu annähernd 500 m ü. M. bestimmt wurde. (Abb. 12). Genau beim Westende des Besselfjordes mündet von Süden her eine grosse und weite Senke in diesen ein, die in ihrem grösseren Teil von dem allerdings nach Süden abfliessenden Ejnar-Mikkelsen-Gletscher eingenommen ist, der seinerseits durch zahlreiche Zuflüsse vom Bistrup Brae her gespeist wird. Die Westseite dieses Tales wird von ganz enormen Schuttmassen eingenommen, während wir an der Ostseite nur die mit normalen Gehängeschutt bedeckten Berghänge vor und haben. An der Westflanke des unmittelbar am Talausgang am Besselfjord gelegenen Berges ist in 500 m Höhe die erwähnte Terrasse eingeschnitten. Eine Exkursion zu dieser Terrasse ergab sehr interessante Resultate.

Unterhalb derTerrasse ist die Schutteindeckung des Hanges so stark, dass Anstehendes nirgends zu Tage tritt. Der Hang ist natürlich mit zahllosen Geschieben bedeckt, unter denen kristalline Blöcke bei weitem vorherrschen. Immerhin sind auch einwandfrei Geschiebe aus der Petermann-Serie vorhanden. Auffallend ist die Zahl von Blöcken bestimmter schiefriger Gesteine, die umsomehr zunehmen, je höher man am Hange hinaufsteigt. Ihre Anzahl und Frische, sowie das Fehlen jeglicher nennenswerten Abrollung, machen es bald wahrscheinlich, dass diese Gesteine irgendwo in unmittelbarer Nachbarschaft am Hange selbst zutage treten müssen.

Bei der Terrasse selbst, die 10—20 m breit ist, trifft man denn auch auf anstehende Schichten, welche durchgehends N 70°—80° W streichen und mit 35°—40° nach S einfallen. Es handelt sich bei diesen meist um dunkle, sehr stark gepresste, quarzitische bis phyllitische Sedimente. Etwas grobkörnigere hellere Quarzitbänke, ebenfalls aber mit Zeichen starker Pressung, sind eingelagert. Alle diese Sedimente sind einem starken Druck ausgesetzt gewesen. Besonders interessant ist ein Quarzit, der allerdings nur in losen Blöcken und nicht anstehend gefunden wurde, der durch den Druck in Polygonzylinder zersprungen ist und natürlich auch ganz seine primäre Quarzitstruktur verloren hat.

Diese metamorphen, quarzitischen Sedimente gleichen z. T. vollständig den schon erwähnten metamorphen Sedimenten, die am oberen

Ende des Schwarck-Tales gesammelt wurden, wo sie bei Besprechung der dort gefundenen Petermann-Geschiebe bereits Erwähnung fanden.

Es mag an dieser Stelle gleich hinzugefügt werden, dass dieselben Gesteine ausserordentlich häufig unter dem Geschiebematerial von Hochstetter Vorland vertreten sind. Die gewaltigen Schuttmassen, die hier von den Barthbergen und deren westlichem Hinterland geliefert worden sind, enthalten einen so auffallend hohen Anteil an metamorphen Sedimenten desselben Typus, wie sie am Westende des Besselfjordes beobachtet wurden, dass man zu der Annahme

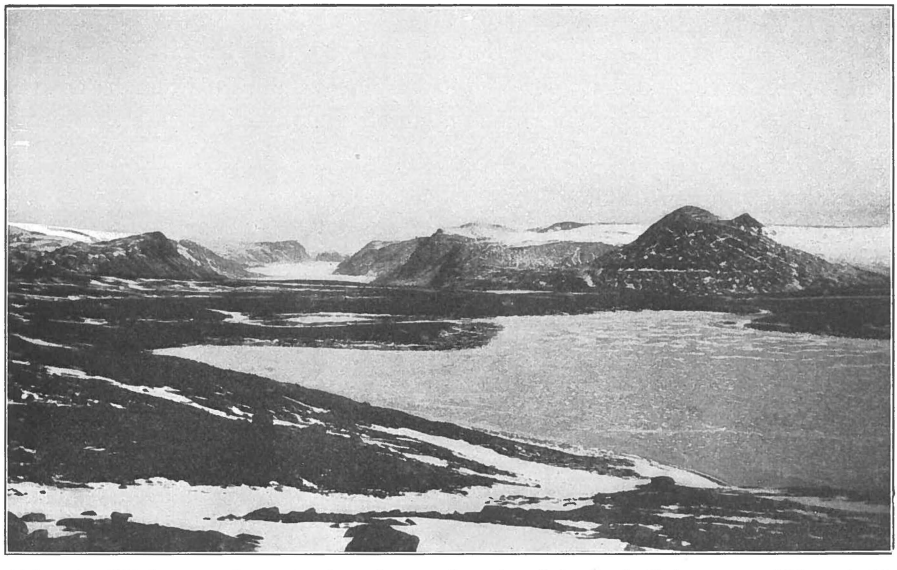


Abb. 12. Blick vom Ostende des oberen Sees im Schwarck-Tal aus ca. 800 m ü. M. zum Besselfjord (im Hintergrund). Vorne der untere See des Tales. Auf der rechten Bildhälfte ist die 500 m-Terrasse deutlich sichtbar. — Mai 1932.

gezwungen ist, dass ein nicht unerheblicher Teil des Landes zwischen Besselfjord und Ardencaple Inlet (Nörlund-Land) aus diesen metamorphen Sedimenten besteht. Der Charakter dieser Gesteine ist überall sehr einheitlich. Vorwiegend handelt es sich um stark geschieferte, mittel- bis feinkörnige Quarzite, an denen gelegentlich noch primäre Kreuzschichtung zu sehen ist. Ihre Farbe ist gewöhnlich dunkelgrau bis schwärzlich. Hellere Quarzite sind selten. Daneben finden sich schwarze phyllitische Tonschiefer, oft durch Feinfältelung ausgezeichnet.

Es ist wahrscheinlich, dass es sich hier um die gleichen Gesteine handelt, die L. Koch als »folded sediments« von der südlichen Koldewey-Insel folgendermassen beschreibt (1929, S. 66): »Der grössere Teil der Schichten besteht aus nicht sehr stark metamorphosierten Sedimenten, welche eine grosse Antiklinale bilden, die die Insel über-

kreuzt, obgleich sie etwas durch Granitintrusionen gestört ist.« Die hier erwähnte Traekpass-Antiklinale ist weithin sichtbar und konnte sogar vom Haystack (nördl. des Hochstetter Vorlandes) sehr gut gesehen werden. Der nördlichste Teil der Koldewey-Insel besteht aus Gneissen und KOCH lässt es offen, ob diese von dem südlichen sedimentären Teil der Insel durch eine Verwerfung getrennt sind oder ob ein allmählicher Übergang von den Sedimenten in den Gneiss stattfindet.

Wir sind imstande, eine solche Frage für das Nörlund-Land positiver zu beantworten. Wenn auch alle Spezialuntersuchungen zu diesem Problem noch ausstehen, so ist es doch ganz sicher, dass auf Nörlund-Land ein solcher gradueller Übergang der beschriebenen gepressten Sedimente in Gneiss zu beobachten ist. Leider war es infolge Geländeschwierigkeiten in Verbindung mit dem Einsetzen der Frühjahrsschneeschmelze nicht möglich die entscheidende Stelle des

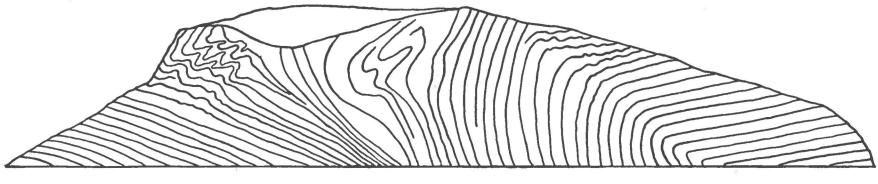


Abb. 13. Gneissfächer der östlichen Hälfte der Trumsö am Ausgange des Besselfjordes. (1:40000.)

Überganges selbst aufzusuchen. Es ist aber festzustellen, dass die gesamte Südseite des Besselfjordes aus Gneiss besteht, dessen gänzlich ungestörte konkordante Lagen mit grosser Konstanz dasselbe Streichen und Fallen innehalten, wie die an der grossen Terrasse beobachteten Sedimente: Streichen N 70°—80° W und Fallen 30° bis 40° S. Leider konnte von einer geordneten Profilaufnahme ebenfalls keine Rede sein. Nur an wenigen Stellen wurde die Küste bei der Ausreise aus dem Fjord minutenweise betreten, wodurch sich aber doch wenigstens soviel ermitteln liess, dass unzweifelhaft eine Steigerung der Metamorphose eintritt, je weiter man westwärts in die tieferen Zonen dieser Gneissserie gelangt. Die Gesamtmächtigkeit des ganzen Sediment-Gneiss-Paketes kann zu etwa 6000 m veranschlagt werden. Es ist in seinem allergrössten Teil bemerkenswert injektionsfrei. Erst in den alleruntersten Partieen werden konkordante und auch diskordante Pegmatitgänge gefunden. In den oberen Teilen herrschen quarzreiche Biotitgneisse vor.

An der Aussenküste begegnet man Spuren intensiver Durchbewegung der Gneisse, wofür die Strukturskizze der östlich Hälfte der Trumsö ein Beispiel bieten mag (Abb. 13). Die Verhältnisse konnten hier nur aus

der Ferne und nicht im Detail untersucht werden. Der grosse Gneissfächer, der auf der Skizze zur Darstellung kommt, ist sehr eindrucksvoll. Wir befinden uns hier augenscheinlich in einer sehr tiefen Metamorphosezone, in der umfangreichere Bewegungen des Materials stattgefunden haben.

In diesem Zusammenhang mag auch noch erwähnt werden, dass auch die der Trumsö gegenüberliegendem Küste von Nörlund-Land, sowie die Küste nördlich des Haystack nicht aus Granit besteht, wie es auf der vorliegenden geologischen Karte (L. Koch, 1929) zum Ausdruck kommt. Schon Backlund (1930, 1932) hat darauf aufmerksam gemacht, dass die von L. Koch auf der Clavering-Insel, Jordanhill etc. kartierten Granitareale in Wahrheit in dieser Weise nicht existieren. In allen Fällen handelt es sich um Gneisse mit zum Teil allerdings sehr starken Spuren granitischer Injektionstätigkeit. Dasselbe gilt auch für das Gebiet zwischen Besselfjord und Haystack, bei dem es sich ebenfalls um solche Gneisse von demselben Typus handelt, wie man ihnen überall auch weiter südlich begegnet.

Auf der nördlichen Kuhninsel nimmt der Granit ebenfalls nicht einen so grossen Umfang ein. Hier sind allerdings grössere Granitareale vorhanden, mit eingesunkenen Schollen eines älteren Schiefer- oder Gneissdaches. Es scheint, dass hier gerade auf geringem Areal die äusserste Hülle eines grösseren Granitstockes zum Vorschein kommt.

Über die 500 m hohe Terrasse am Ende des Besselfjordes, bei der die metamorphen Sedimente beobachtet wurden, mag noch einiges gesagt werden: Dasselbe Niveau trifft man an verschiedenen Stellen der Küste wieder, so z. B. im Fligely-Sund auf der Festlandseite, wo es als breite Abrasionsfläche in etwa derselben Höhe zu verfolgen ist. Die grossen Täler, die vom Inlandeis herunterkommen, münden als Hängetäler auf dieser Abrasionsfläche. Ein ebensolches Hängetal ist auch das Schwarck-Tal in der westlichen Fortsetzung des Besselfjordes, welches ungefähr in der Höhe der gegenüberliegenden, oben näher beschriebenen Terrasse endigt. Dort, wo das Tal aufhört, beginnt dann die gewaltige Schutteindeckung, von der die Rede gewesen ist.

Auf der Claveringinsel spielt dieses 500 m-Niveau ebenfalls eine grosse Rolle. Wir haben es hier augenscheinlich mit einer der ältesten, vielleicht der ältesten Abrasionsfläche Ostgrönlands zu tun, auf deren Bedeutung noch einmal in anderem Zusammenhange eingegangen werden muss.

Das Gneissgebiet des Nörlund-Landes, in dem, wie ausgeführt wurde, ein beträchtliches Areal mehr oder weniger metamorpher Sedimente erhalten sein muss, endigt nach Westen, in der Kette der imposanten steilen Barthberge. In diesem Abbruch markiert sich jene grosse Störungszone, deren Vorhandensein von Lauge Koch erkannt, und die

später von FREBOLD als »Koch'sche Linie« näher interpretiert worden ist. Der östlich der Barthberge gelegene Teil des Nörlund-Landes, das Hochstetter Vorland, ist von gewaltigen Schuttströmen bedeckt, deren Unterlage wohl hauptsächlich Mesozoikum sein dürfte. Eine Ausnahme hiervon macht der Horst des Muschelberges, der, wie schon L. KOCH 1927 feststellte, aus Gesteinen der Eleonore Bay-Formation besteht. Es handelt sich hier am Muschelberg im Wesentlichen um Gesteine der Kalk-Dolomit-Serie. In einer Schlucht nördlich des Muschelberges wurde oolithischer Kalk und Algendolomit, beides in schlechter Erhaltung, gefunden, also Gesteine, die äusserst typisch für die Kalk-Dolomit-Serie sind. Dieser Fund ist insofern nicht ganz bedeutungslos, als er zeigt, dass auch bei diesem heute tektonisch isolierten und von dem übrigen Verbreitungsgebiet der Eleonore Bay-Formation weit entfernten Vorkommen, die faziellen Bedingungen zur Zeit der Sedimentation im Wesentlichen die gleichen gewesen sind, wie in den südlichen Gebieten.

Zur Geologie des Landes zwischen Wordie- und Waltershausengletscher.

Der Besprechung der regional-geologischen Verhältnisse der inneren Fjordregion südlich des Waltershausengletschers möchte ich eine Darlegung der geologischen Verhältnisse auf der Westseite von Ole Rømer-Land vorausschicken, soweit sie dort beobachtbar gewesen sind. Es ist gezeigt worden, dass sich im Bereich des Wordiegletschers nur die oberste Stufe der Eleonore-Bay-Formation, die Kalk-Dolomit-Serie, nachweisen lässt, wo sie sich von Payer-Land über den Ostenfeld-Nunatak nach Reservation-Land hinzieht. Die hier annähernd nord-südlich verlaufende Sedimentzone muss zwischen Reservation- und Ole Rømer-Land, also südlich des Steno-Landes, in eine nordost-südwestliche Richtung abbiegen, wie die Sedimentverteilung an der Südwestseite von Ole Rømer-Land nahelegt. Ein Studium des inneren Teiles von Ole Rømer-Land, sowie von Steno-Land selbst wäre für viele Fragen prinzipieller Art von höchster Bedeutung.

Über die Südwestseite von Ole Rømer-Land, das gegen den Waltershausengletscher hier einen 400—600 m hohen Steilabfall mit vorzüglich aufgeschlossenen Schichtverhältnissen bildet, liess sich ein vorzüglicher Überblick von dem 1500 m hohen Berg über dem Südende der Stirn des Waltershausengletschers aus gewinnen, der Blokken (Blockberg) genannt wurde[1]). Es liess sich von hier aus folgendes beobachten:

Die Devonbedeckung, die zum grossen Teil die tiefere Geologie des Hudson-Landes verhüllt, greift nicht mehr oder höchstens viel-

[1]) Auf Dusen's Karte bei Nathorst "Två Somrar i Norra Ishavet" als 1050 m hoch angegeben.

leicht mit einem letzten randlichen Ausläufer auf Ole Rømer-Land über. Man wird im allgemeinen sagen können, dass das grosse Tal, welches Hudson-Land von Ole Rømer-Land trennt, auch die Grenze des Devons markiert. Die Küste des Hudson-Landes besteht bis zu diesem Tal aus denselben grauen Sandsteinen, die man auch weiter südlich bei Kap Bull und am Torbern-Bergmann-Berge am Eingang des Moschusochsenfjordes findet. Nördlich des Tales tritt das Land wieder mit steilen Felsen an den Gletscher heran. Man erkennt zunächst dunkle Gesteine in einer verhältnissmässig schmalen Zone. Von hier ab sind dann die Lagerungsverhältnisse so, wie sie auf der Skizze Fig. 14 wiedergegeben sind. Es folgt nach Nordwesten zunächst ein Paket aus abwechselnd gelben und roten Schichten, die mit etwa 30° gletscher-

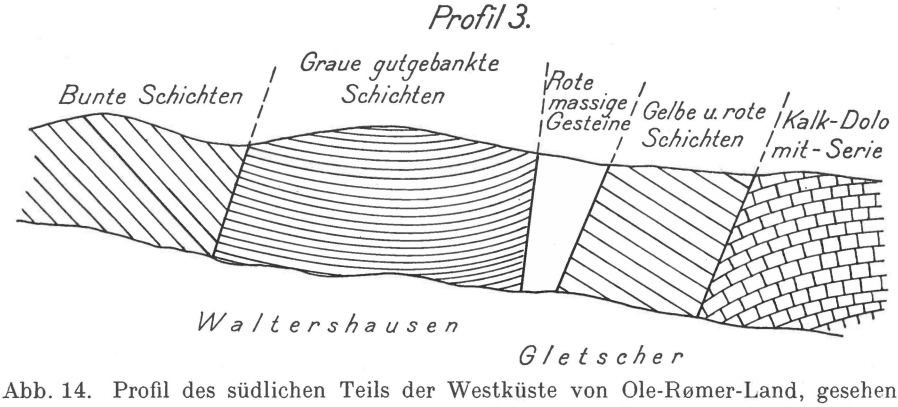


Abb. 14. Profil des südlichen Teils der Westküste von Ole-Rømer-Land, gesehen vom Blokken südlich der Stirn des Waltershausengletschers auf Strindberg-Land aus 1500 m Höhe (1:200000.)

abwärts einfallen[1]). Die Verwerfung, die diese Schichtgruppe von der Kalk-Dolomit-Serie trennt, scheint etwas nach Westen oder Nordwesten einzufallen. An diese Serie nun schliesst sich eine ziemlich schmale Partie von vorherrschend rötlicher Färbung an, in der man aus der Entfernung keinerlei deutliche Schichtung wahrnehmen konnte. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine in sich stärker gefaltete Scholle, was im Übrigen auch aus den Bildern hervorzugehen scheint, die SKAUN (1932) aus dieser Gegend veröffentlicht hat.

Nach einer anscheinend saigeren Verwerfung folgt nun weiter nordwestlich eine ziemlich ungestörte Zone mit flach eingemuldeten Schichten von hellgrauer Farbe. Dieses ziemlich helle Schichtpaket

[1]) Die Winkelangaben für Schichtfallen und die Stellung von Verwerfungen beziehen sich auf die Projektion derselben auf die Ebene des Hanges. Hierzu kommt noch Verzerrung durch schräge Aufsicht vom Beobachtungsstandpunkt aus. Die Angaben können mithin nur ein sehr ungenaues Bild von den wahren Lagerungsverhältnissen geben.

ist übrigens bei guter Beleuchtung auch vom Nordfjord aus sehr gut zu sehen. Um was für eine Formation es sich hier handelt, ist recht zweifelhaft. Die oberste kalkig-dolomitische Abteilung der Eleonore Bay-Formation ist im allgemeinen überall durch auffallende Wechsellagerung von hellen und dunklen Bänken gekennzeichnet. Allerdings hatten wir gesehen, dass auf Payer-Land eine beträchtliche Serie von wahrscheinlich gleichem Alter vorliegt, die aus hellen Dolomiten besteht. Es ist wohl am wahrscheinlichsten, dass es sich bei dem hellfarbenen Schichtenpaket an der Südwestseite von Ole Rømer-Land um ähnliche Schichten handelt. Natürlich käme auch in Frage, dass es sich um devonische Sandsteine von grauer Färbung handelt, die hier zwischen der Eleonore-Bay-Formation eingesunken sein könnte. Diese Annahme hat jedoch die geringere Wahrscheinlichkeit, da ein solches isoliertes Vorkommen von Devon keine anderweitige Parallelen hätte.

Auch diese helle Zone wird, soweit erkennbar nach Nordwesten durch eine ziemlich steilstehende Verwerfung begrenzt, worauf nochmals Schichten von bunter Färbung folgen, die aber steiler einzufallen scheinen (ebenfalls gletscherabwärts) als die ersterwähnten gelben und roten Schichten. Hier handelt es sich wiederum zweifellos um Schichten aus dem mittleren Teil der Eleonore-Bay-Formation, der Bunten Serie.

Das eben beschriebene Profil bedeckt die Gegend zwischen dem grossen Tal, das Hudson-Land von Ole Rømer-Land trennt und dem nächst nördlich gelegenen Tal, also eine Strecke von etwa 25 km. Noch weiter nördlich folgen dunkle Gesteine, die nun aber in so weiter Entfernung von der Küste liegen, dass über ihren Charakter keine Andeutungen mehr gemacht werden können. Das Vorhandensein dunkler Gesteine in jener Gegend, kann ebenso gut auf das Auftreten von Gneiss, wie auf tiefere quarzitische Glieder der Eleonore-Bay-Formation schliessen lassen.

Im Sommer 1932 hatte ich noch einmal Gelegenheit, den südlichen Teil dieses Profiles von der Hudsonland-Küste unmittelbar beim Waltershausengletscher aus zu studieren. Auch von hier aus ergab sich einwandfrei, dass im südlichsten Teil dieses Profils Gesteine der Kalk-Dolomit-Serie anstehen. Nördlich davon sind auch von der Hudsonlandküste aus die stark verworfenen Schichten der Bunten Serie zu sehen. Näheres über die oben besprochene breite Zone der flach eingemuldeten gutgebankten grauen Sedimente ist auch von hier aus nicht zu ermitteln gewesen.

Versucht man, sich nach den augenblicklichen sehr dürftigen Kenntnissen ein Bild der Geologie des Landes zwischen dem Wordiegletscher und dem Waltershausengletscher (Stenoland, Reservationland, Ole Rømer-Land) zu machen, so ergibt sich etwa folgendes:

Die von BACKLUND auf Reservationland festgestellte Zone von

Gesteinen der Kalk-Dolomit-Serie zieht sich, dem Promenadetal und dem Nordwestrande des Hudsonlandes folgend, augenscheinlich in südwestlicher Richtung bis zum Waltershausengletscher hin. Hier ist sie augenscheinlich schmäler als an ihrem Nordostende am Wordiegletscher, aber doch ist noch eine Übereinstimmung der Geologie des Südwestrandes des Wordiegletschers mit dem Nordostrand des Waltershausengletschers deutlich erkennbar. Abweichend gestalten sich die Verhältnisse erst bei weiterem Eindringen in das Land. Wenn man auch über die geologischen Verhältnisse von Stenoland einstweilen noch kein gänzlich eindeutiges und endgültiges Urteil wird fällen wollen, so ist doch jedenfalls das eine sicher, dass die geologischen Verhältnissen der korrespondierenden Seiten der beiden grossen Gletscher in keinerlei Übereinstimmung zu bringen sind. Es ist ganz sicher, dass die Zone der Bunten Serie, die weiter aufwärts am Waltershausengletscher festgestellt werden konnte, keine Fortsetzung nach Nordosten findet. Stenoland ist, wie gezeigt wurde höchstwahrscheinlich aus genau denselben Gneissen aufgebaut, wie der nordwestliche Teil von Payerland. In der Fortsetzung des zonaren Streichens des Profils (Fig. 14), das von der Nordostseite des Waltershausengletschers beschrieben wurde, stossen wir also auf Gneiss. Es wäre sehr wichtig aufzuklären, wie dieser Übergang vor sich geht, wie die Sedimente gegen die Gneisse von Stenoland absetzen, wo die Grenze, bezw. der Übergang sich befindet und vieles andere mehr. Dieses stufenweise "Erlöschen" der Eleonore-Bay-Formation nach Norden ist doch recht interessant. Zuerst verschwindet zwischen Ole Rømer- und Stenoland die innere Zone der Bunten Serie, während die äussere Zone der Kalk-Dolomit-Serie noch eine ganze Strecke weiter nach Norden in den umgebenden Gneiss hineinragt. Jedenfalls sind in diesem Landgebiet Fragen prinzipieller Art zu lösen, die für die Auffassung des Gesamtbaus der kaledonischen Zone von Wichtigkeit sein könnten.

Beachtenswert ist jedoch, dass sich bereits an der Südwestseite von Ole Rømer-Land die Grundzüge des tektonischen Baus der präkaledonischen Sedimentserien erkennen lassen, die auch weiterhin in südlicher Fortsetzung für die Gestaltung des geologischen Bildes massgeblich sind. Es ist dies in erster Linie die Nebeneinanderlagerung der Bunten Serie und der Kalk-Dolomit-Serie, also zweier verschiedener Etagen der Eleonore-Bay-Formation, zu denen sich dann erst später als drittes, ebenfalls nebengeordnetes Element die tiefste quarzitische Serie der Eleonore-Bay-Formation gesellt. Der Grundzug der Bruchstaffelung ist aber ist bereits auf Ole Rømer-Land zu erkennen.

Die Geologie zwischen Waltershausengletscher und Kempefjord.

Zur Geologie des unteren Moschusochsenfjordes.

Bevor in Erörterung über die unmittelbare südliche Fortsetzung der Sedimentzone von Ole Rømer-Land eingetreten wird, muss noch auf das östlich davon gelegene Gebiet des Eingangs zum Moschusochsenfjord kurz eingegangen werden. Es ist dies die Gegend des (von L. KOCH, BACKLUND, WORDIE, PARKINSON & WHITTARD) vielbesprochenen "muskox fjord inlier". Durch den Fjord wird hier unter der allgemeinen Devonbedeckung ein kleines Gneissmassiv durch-

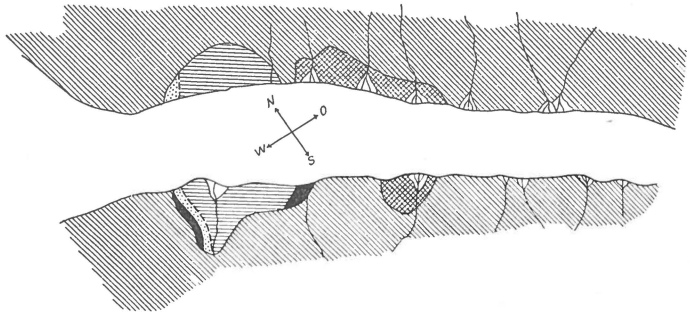


Abb. 15. Geologische Skizze des untersten Endes des Moschusochsenfjordes. Schräge Schraffur: Devonische Sandsteine. Schwarz: Bjørne-Ø-Konglomerat. Punktiert: Altpaläozoische Kalke etc. Wagerechte Schraffur: Gneiss. Kreuzmuster: Porphyr. Die Skizze ist angefertigt auf der Grundlage der Karte von Backlund-Seidenfaden (Backlund 1932), unter Einfügung einiger Verbesserungen, wodurch die Symmetrie des geologischen Baus der beiden Fjordufer ersichtlich wird. (1:250000.)

geschnitten. WORDIE besuchte als erster dieses Vorkommen und gelangte zu der Ansicht von einem archäischen Alter des dort gefundenen Gneisses. L. KOCH beging bald darauf das Profil an der Südseite des Fjordes und kam hier zu der Überzeugung, dass die Gneisse das Produkt einer kaledonischen Metamorphose der präkambrischen Sedimente seien. BACKLUND, der auf teilweise anderem Wege zu derselben prinzipiellen Stellung in Bezug auf die Altersfrage der Gneisse gekommen ist, besuchte ebenfalls die Südseite des "inlier". Die dort von ihm beobachteten Tatsachen hat er auf der geologischen Karte des Moschusochsenfjordes (1932) zum Ausdruck gebracht. Ein Profil der Nordseite des Massivs gibt WISEMAN (1932). Es war mir möglich, sowohl Nord- wie Südseite des Massivs, vor allem an seinem Ostrande mehrfach zu besuchen, wobei noch einige zusätzliche Einzelheiten aufgeklärt werden konnten (geol. Karte Abb. 15).

Am Nordufer des Fjordes ist ersichtlich, dass die Westgrenze des

Gneissmassivs durch eine Verwerfung gebildet wird, die einwandfrei prädevonischen Alters ist, da sie das hangende Devon nicht durchsetzt. Der Gneiss selbst ist gebankt und domförmig aufgewölbt. Vom Zentrum des Doms beschreibt WISEMAN Orthogneisse, nach aussen hin ?Paragneisse, Paraschiefer, aber auch andere Orthogesteine. Westlich der erwähnten Randverwerfung befindet sich ein Rest dunkler Kalke, die von plattigen dolomitischen Schichten unterlagert werden. Den Kalk kann man bis zu etwa 200 m Meereshöhe längs der Verwerfung verfolgen,

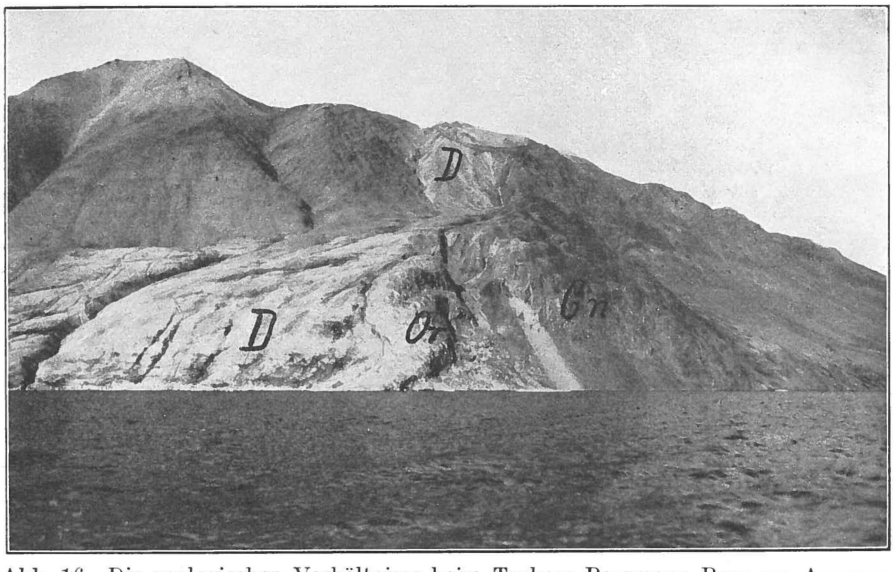


Abb. 16. Die geologischen Verhältnisse beim Torbern-Bergmann-Berg am Ausgang des Moschusochsenfjordes. D = Devon. Or = Ordovizium. Gn = Gneiss. — Juli 1932.

wo er dann unter der Devondecke verschwindet (Abb. 16). Die plattigen helleren Schichten im Liegenden verschwinden schon in geringer Meereshöhe unter dem Kalk. In dem dunklen Kalk, den ich ursprünglich für einen Rest der präkambrischen Kalk-Dolomit-Serie ansah, berichten PARKINSON & WHITTARD den Fund eines nicht näher bestimmbaren Gastropodenrestes, womit nunmehr ein canadisches oder ordovizisches Alter hinreichend gesichert erscheint.

Gneiss und Sediment werden gleichmässig vom Devon eingedeckt. Von der Spitze des Torbern Bergmann-Berges wird (SKAUN 1932) »grauer Schiefer« berichtet.

Das Profil an der Südseite des Fjordes entspricht genau dem an der Nordseite. Dass hier am Ostrande des Gneissmassivs ebenfalls Sedimente vorhanden sind, wurde schon von L. KOCH und später BACKLUND festgestellt, die eine Zugehörigkeit der Sedimente zur Eleonore-Bay-Formation vermuteten. Angesichts der Feststellungen von PARKINSON & WHIT-

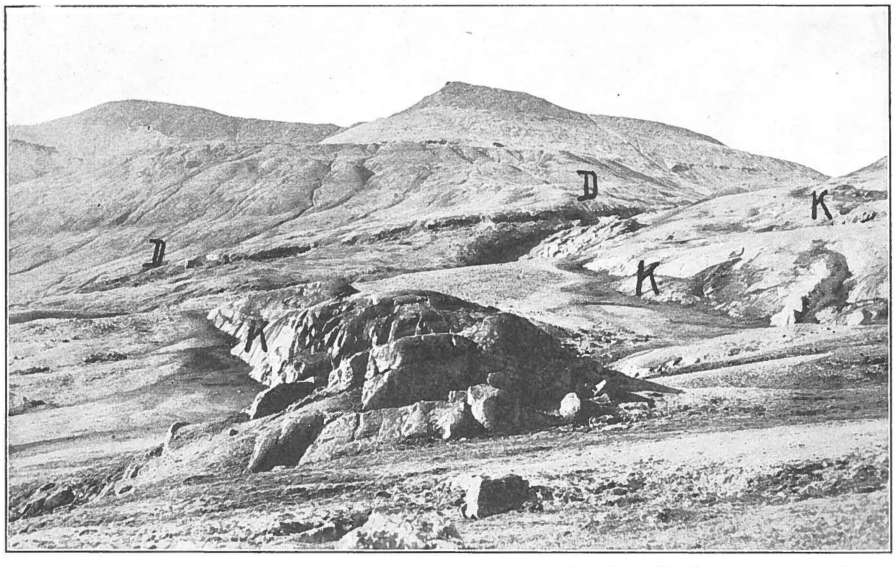


Abb. 17. Die geologischen Verhältnisse am Ostende des Gneissmassivs auf der Südseite des Moschusochsenfjordes (vergl. Abb. 18). K = Bjørne-Ø-Konglomerat. D = Devon. — Juli 1932.

TARD betreffs des Alters des Sedimentvorkommens auf der anderen Fjordseite, kommt nun aber natürlich auch für die Sedimente der Südseite ein paläozoisches Alter in Betracht. Dass das Sediment hier durch eine Verwerfung von dem Gneiss abgesetzt und auch noch in sich durch Verwerfungen zerteilt ist, kommt auch auf BACKLUNDS geologischer Karte zum Ausdruck. Unmittelbar neben dem Gneiss liegt hier ein sehr bröcke-

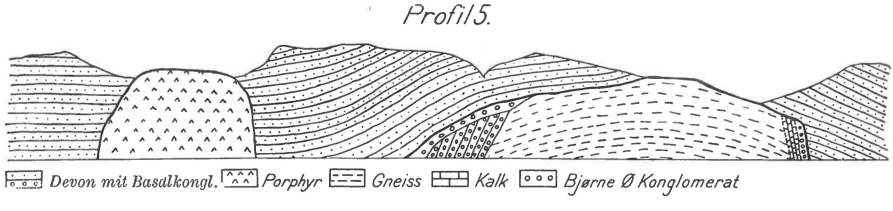


Abb. 18. Profil der Südseite des äusseren Teils des Moschusochsenfjordes. (1:100000.)

liger, bituminöser Kalk von grau-schwarzer Farbe, der offenbar stark verruschelt ist. Steigt man etwas am Ufer in die Höhe, so findet man über diesem Kalk rote schiefrige Gesteine, die aber bereits wieder stark von einer weiteren Verwerfung zerstört sind. Am Ostflügel dieser Verwerfung finden wir ein dickbankiges Konglomerat mit z. T. sehr grossen Geröllen. Über den Charakter und die Korrelate dieses Konglomerates soll später im Zusammenhang berichtet werden. Vorwegnehmen möchte

ich nur, dass es sich hier wahrscheinlich nicht um das echte devonische Basiskonglomerat handelt. Dieses liegt nämlich diskordant über den eben beschriebenen Sedimenten (Abb. 18). Es ist am Ufer in unmittelbarem westlichem Anschluss an den dunklen Kalk zu finden, verdeckt also hier das Hangende dieses Kalkes, sowie die Verwerfung zwischen dem Kalk und dem ersterwähnten Konglomerat und dieses Konglomerat selbst. Beide Konglomerate sind jedoch petrographisch leicht zu unterscheiden. Das ersterwähnte Konglomerat ist verfestigt und zeichnet sich dadurch aus, dass sein Geröllbestand zum grossen Teil der Kalk-Dolomit-Serie der Eleonore Bay-Formation entstammt. Das am Ufer anstehende unzweifelhafte devonische Basiskonglomerat ist weniger verfestigt und gleicht mehr einem lockeren Schutt (nicht zu verwechseln mit dem rezenten Gehängeschutt, der sich natürlich ebenfalls am Ufer findet). Ganz ähnliche Verhältnisse liegen auch, wie sogleich darzustellen sein wird, an der Ostseite des Gneissmassivs auf der Südseite des Fjordes vor.

Auf beiden Fjordseiten ergeben die Begehungen und auch die Untersuchungen anderer Autoren ziemlich klar, dass das Devon den älteren Gesteinen diskordant auflagert. Diese Feststellung ist insofern wichtig, als wir damit eine Handhabe gewinnen, einwandfrei prädevonische Verwerfungen feststellen zu können, was im allgemeinen aus dem Grunde schwierig ist, als eine Auflagerung des Devon auf älteren Gesteinen verhältnissmässig selten beobachtet werden kann.

Übrigens lässt sich der Gneiss in dem grossen Tal gegenüber dem Torbern-Bergmann-Berg erheblich weiter landeinwärts verfolgen als z. B. auf Backlund's Karte ersichtlich ist.

An der Ostseite des Gneissmassivs finden wir an der Südseite des Fjordes keine Kalke. Der Gneiss wird hier direkt überlagert von einem Konglomerat, das in seinen Eigenschaften dem das Basiskonglomerat des Devons an der Westseite des Massivs unterlagernden Konglomerat entspricht. Die Bänke des Konglomerats streichen Nord-Süd und fallen ziemlich steil nach Osten ein. Trotz des steilen Kontakts zwischen Konglomerat und Gneiss liegt hier wahrscheinlich transgressive Auflagerung und keine Verwerfung vor.

Unmittelbar über dem Gneiss, der hier grau gefärbt und biotitreich ist, findet man zunächst ca. 50 m eines sehr harten Konglomerats mit Geröllen der verschiedensten Grösse, die fast ausnahmslos der Kalk-Dolomit-Serie entstammen. Dieses Konglomerat ist stark mit Kalzitadern durchsetzt. Darüber folgen etwa 200 m eines Konglomerats von ähnlichem äusseren Habitus, doch finden sich jetzt neben den immer noch vorhandenen Kalkstein- und Dolomitgeröllen nun vorwiegend Gneissgerölle vor. In seinem unteren Teil ist dem Konglomerat eine Bank von arkoseartigem Sandstein eingelagert, der aus fein zertrümmertem, chemisch aber sehr wenig verwittertem Gneissdetritus besteht.

Die Geröllführung dieses ganzen Konglomerats weist darauf hin, dass bei dem »inlier« des Moschusochsenfjordes, bevor es den denudierenden Kräften unterworfen wurde, ein erheblich grösseres Areal von Sedimenten der Kalk-Dolomit-Serie vorhanden gewesen sein muss, als es jetzt der Fall ist.

Der Gneiss und das ihn überlagernde Konglomerat sind an den Hängen des Südufers des Fjordes bis zu etwa 350 m Meereshöhe zu verfolgen, wo beide unter der Devonbedeckung verschwinden.

Östlich von dem beschriebenen Konglomerat, dessen dicke Bänke unmittelbar an das Ufer herantreten, treten die Berghänge eine Strecke von der Küste zurück. Es ist ihnen eine 1—2 km breite, sanft ansteigende Schuttebene vorgelagert, deren Material den leicht verwitterbaren devonischen Sandsteinen und Konglomeraten entstammt, die von hier ab auf weite Erstreckung in das Innere des Moschusochsenfjordes hinein die Geologie beherrschen. In einer Runse östlich des Einschnittes in der oberen Fortsetzung des Konglomerats fand ich hier 130 m ü. M. ziemlich horizontal liegende rotbraune Sandsteine, mit zahlreichen Konglomeratbänken wechsellagernd. Die Konglomeratbänken führen hauptsächlich kristallines Material, neben selteneren Kalksteingeröllen, die entweder der Eleonore-Bay-Formation oder dem älteren Paläozoikum entstammen mögen.

Die devonischen Schichten steigen in westlicher Richtung (nach dem Gneissmassiv zu) langsam an. Die Basis ist eine Konglomeratbank, die sich petrographisch nicht unwesentlich von den vorher erwähnten Konglomeraten unterscheidet. Die Gerölle dieses Konglomerats sind ziemlich eckig und zahlreiche dünne Sandsteinlagen wechseln mit Konglomeratbänken. Der Geröllinhalt ist ganz vorwiegend Gneiss. In etwa 350 m Meereshöhe bestimmte ich für dieses Konglomerat ein ungefähr nord-südliches Streichen und ein Einfallen von 20° S. Auf Abb. 17 ist die diskordante Auflagerung dieses echten devonischen Basiskonglomerats über den steilgestellten Bänken des älteren Konglomerats deutlich zu erkennen.

PARKINSON & WHITTARD sprechen hier am Ostrande des Gneissmassivs von einem »devonischen Schuttkegel«, ohne dass ganz klar ersichtlich ist, ob sie damit die steilgestellten Bänke des unteren Konglomerats oder das flacher liegende obere Konglomerat im Auge haben. In den sich nach Osten anschliessenden devonischen Sandsteinen beobachtet man eine zunehmende Verflachung der Schichtenneigung und einen allmählichen Übergang in horizontale Lägerung. Es lässt sich also deutlich eine Schüttung von dem Gneissgebiet fort nachweisen. Das steilgestellte untere Konglomerat muss wohl älter sein und nach seiner Bildung eine tektonische Aufrichtung erfahren haben. Dieses

und der Gneiss sind dann später mit den devonischen Sanden überschüttet worden.

Am gegenüberliegende nördlichen Fjordufer sind östlich des Gneissmassives auf weite Erstreckung hin Gesteine von gelber, grüner und roter Färbung wahrzunehmen, die sehr auffällig in der Landschaft hervortreten. Es kann nicht Wunder nehmen, dass diese sehr auffallend bunten Gesteine bisher für eine Schichtengruppe der Eleonore-Bay-Formation gehalten wurden, wie dies auf den vorliegenden Karten (Koch 1929, Backlund 1932) zum Ausdruck kommt. Das Profil von Orvin (1930) verzeichnet östlich des Gneisses durchgehend Devonsandsteine, doch auch dieses entspricht nicht den Tatsachen.

Richtig ist, dass sich das Devon auch auf der Nordseite des Fjordes genau wie auf der korrespondierenden Südseite, verhältnissmässig rasch am Osthang des Gneissmassives, das es hier wie dort überlagert, zum Fjordniveau herabsenkt. Die Basis des Devons konnte jedoch an dieser Fjordseite nicht besucht werden. Etwas weiter östlich folgt ein breites und sehr bemerkenswertes Tal, das in nordwestlicher Richtung tief in das Land hinein zu verfolgen ist. An der Westseite der Mündung dieses Tales erhebt sich ein etwa 150 m hoher Rücken, der schon aus der Entfernung auffällt und den man zunächst für eine Fortsetzung der mächtigen Konglomerate auf der anderen Fjordseite zu halten geneigt ist. In Wahrheit handelt es sich hier um eine Porphyrbreccie. In einer grünlichen tuffigen Grundmasse findet man grössere und kleinere eckige Brocken eines rötlichen Porphyrs eingebettet. Es handelt sich hier um eine Schlotbreccie. An der Nordseite des Rückens fand ich in der Schlotbreccie auch geschichtete Tufflagen. Nur wenig weiter landeinwärts findet man, wenn man zur Talsohle hinabsteigt, bereits rotbraune, devonische Sandsteine. Es zeigt sich weiter deutlich, dass der Porphyr schlotartig das Devon durchragt und mithin jünger ist als das Devon. Sandstein aus der unmittelbaren Nachbarschaft des Porphyrschlots zeigt Härtungs- und Frittungserscheinungen. Weiter talaufwärts konnten, soweit es die Sicht gestattete, nur devonische Sandsteine festgestellt werden. Mit dem Auftreten älterer Schichten ist hier auch weiter landeinwärts nicht zu rechnen.

Die Schlotbreccie kann auch nach der Ostseite des Tales hinüber verfolgt werden. Der das Tal durchfliessende Bach durchbricht den Porphyrriegel in einer engen, steilen, unpassierbaren Schlucht. Östlich des Tales zieht sich unweit vom Fjord parallel zu dessen Ufer ein niedriger Rücken hin, zu dem man über einen sanft geneigten Hang vom Fjord aus ansteigen kann. Schon von weitem erkennt man eine Wechsellagerung mehrerer verschieden gefärbter Gesteinslagen. Bei näherer Begehung findet man grünliche Tuffe, die von sehr dichten, einsprenglingsarmen

Fluidalporphyren überlagert werden. Hiervon wiederum gibt es mindestens zwei verschiedene Ströme — einen unteren helleren von schmutzig-gelber und grauroter Farbe und einen oberen von einem satten, tiefen Rot.

Diese Effusivgesteine kann man noch mehrere km an der Küste nach Südosten verfolgen. Eine Begehung des nächstfolgenden Taleinschnittes zeigte hier den Porphyr in einer ca. 2 km breiten Zone aufgeschlossen. Auch hier durchragen die Effusiva den devonischen Sandstein und weiterhin weist die ungestörte Lagerung der Sandsteine darauf hin, dass der Porphyr jünger ist.

Das Ende des Porphyrstreifens liegt etwa 2 km östlich der norwegischen Jägerstation »Hoelsbu« am Fjordufer. Auf der gegenüberliegenden (SO-)Seite des Fjordes kann man gegenüber der Stelle, wo der Porphyr an der Nordseite ausstreicht, die Fortsetzung diese Porphyrzuges erkennen, die hier allerdings nur noch wenig Raum einnimmt. Eleonore-Bay-Formation findet sich auch auf der Südseite des Fjordes offenbar nicht vor (Abb. 18).

Im Innern des Moschusochsenfjordes (Sederholm-Berg, Ramsay-Berg, La Cour-Berg u. a.) hat H. G. BACKLUND (1930, 1932) eine Reihe kleinerer Lokalitäten von Eleonore-Bay-Formation und frühkambrischem Tillit beschrieben, die dort anscheinend an Verwerfungen erhalten sind. Genaueres über die Einstufung besonders der präkambrischen Gesteine dieser Gegend ist nicht bekannt geworden.

Die Geologie von Strindberg-Land.

Südlich des Waltershausengletschers tritt die Sedimentzone der Eleonore-Bay-Formation an das innere Fjordgebiet heran und wird somit einer gründlicheren Beobachtung zugänglich.

Die Aufgaben die sich hier boten, waren zunächst folgende:

1. Es war ein möglichst vollständiges, aber einfaches stratigraphisches Schema für die präkambrischen Sedimente herauszuarbeiten und festzustellen, wieweit sich ein solches regional verfolgen lassen würde. Spezielles Augenmerk war auf etwaige fazielle Differenzierungen zu lenken.

2. Es war zu untersuchen, wie sich der Lagerungsverband der präkambrischen und kambro-ordovozischen Serien gestaltete und ob sich ausser den bisher bekannten kambrischen und ordovizischen Lokalitäten bei Kap Weber, auf der Ymerinsel, auf der Ellainsel und auf Suessland noch eine weitere Verbreitung der altpaläozoischen Sedimente würde nachweisen lassen und in welcher Weise die — wahrscheinlich zu erwartenden — Vorkommen tektonisch und stratigraphisch in den allgemeinen Rahmen eingegliedert sein würden. In diesem Zusammenhange musste

auch der Möglichkeit des Auftretens von präkambrischen Effusiven Beachtung geschenkt werden, die BACKLUND lokal im innern Moschusochsenfjord nachgewiesen hat.

3. Es war nach Möglichkeit aufzuklären, wie sich die tektonischen Lagerungsverhältnisse der präkaledonischen Sedimentserien gestalten. Besondere Beachtung verdienten hierbei die »überschiebungsverdächtigen« Gebiete in der Umgebung der Eleonore-Bucht.

Dass Vorarbeiten zu allen diesen Fragen vorlagen, ist bereits betont worden. Die grösste Schwierigkeit für die Beantwortung dieser Fragen ergibt sich für den Beobachter aus der Notwendigkeit, im Allgemeinen dem Ufer der Fjorde folgen zu müssen, da ausgedehnte Begehungen der landeinwärts gelegenen Bergpartieen wegen deren Unzugänglichkeit teils unmöglich sind, teils mehr Zeit erfordern würden, als gemeinhin zur Verfügung steht. Diese Gebundenheit an die natürlichen Durchbruchsstrassen der Fjorde, die ganz willkürliche Schnitte durch den Gebirgsbau darstellen, die oft — wie der Geologfjord — fast genau dem Streichen der Faltenaxen folgen, bisweilen diese — wie der Franz Joseph Fjord zwischen Kap Petersen und Kap Mohn — unter ziemlich spitzen Winkeln schneiden, bedingt häufig eine recht grosse scheinbare Kompliziertheit der Küstenprofile. Steilstehende Verwerfungen, die spitzwinklig gegen den Fjord ausstreichen, erhalten das Aussehen flacher Überschiebungen. Neigen sich die basalen Glieder einer Schichtenfolge nahe dem Ufer aufwärts oder abwärts, so scheinen die Schichten an weiter entfernt liegenden Hängen des Berges diskordant darüber zu liegen. Disharmonische Faltungen gewinnen oft eine scheinbar übertriebene Bedeutung, vor allen Dingen auch, da sie infolge der meist sehr kontrastreichen Färbung der Gesteine die Augen besonders auf sich lenken. Verwerfungen, die streckenweise parallel zur Küste streichen, wodurch ein vom Befund am Ufer gänzlich abweichender Bau des Hinterlandes bedingt wird, können ebenfalls sehr oft zur Verkomplizierung der Verhältnisse beitragen.

Ich erwähne dies alles an dieser Stelle, weil es gerade bei weitgespannten regional-geologischen Arbeiten in Grönland oft garnicht möglich ist, anders als auf weite Entfernung hin die Profile aufzunehmen und zu studieren. Es bleibt aber dann immer ein unvermeidlicher starker Unsicherheitsfaktor. Es ist notwendig, nach Möglichkeit alle solche scheinbar komplizierten Stellen selbst aufzusuchen und sich über die Art der Störungen zu orientieren, wenn man ein einigermassen zuverlässiges Bild von den Lagerungsverhältnissen bekommen will.

Bei Betrachtung der Lagerungsverhältnisse der Sedimente auf Ole Rømer-Land und nördlich davon hatte es sich ergeben, dass hier eine flache Lagerung durchaus vorherrschend war. Die Verhältnisse ändern

sich nur wenig, wenn man nach Strindberg-Land hinübergeht. Von einem Standpunkt an der Küste des Hudsonlandes etwa 100 m über der Stirn der Waltershausengletschers bot sich ein guter Überblick über die gegen den Waltershausengletscher gekehrte Nordostseite des Strindberglandes (Abb. 19). Das Strindbergland wird durch das Bunte Tal (Broget Dal) — einen ehemaligen Fjordarm, der sich durch das ganze Land fast bis zum Geologfjord hinzieht — in eine südliche und eine nördliche Hälfte geteilt Der nördliche Teil des Landes konnte wegen zu grosser Entfernung von der Arbeitsbasis nur in seinem südöstlichsten Zipfel begangen werden. Zwischen dem Bunten Tal und dem Waltershausengletscher besteht die Küste aus devonischen Sandsteinen, die hier noch bis zu dem 900—1200 m hohen Plateau heraufreichen. Das Devon bildet aber, wie schon aus der geologischen Karte von L. KOCH hervorgeht, nur einen schmalen Streifen, der anfänglich — an der Nordostseite des Bunten Tales — noch 2—3 km breit ist, sich dann aber rasch verschmälert. Oberhalb

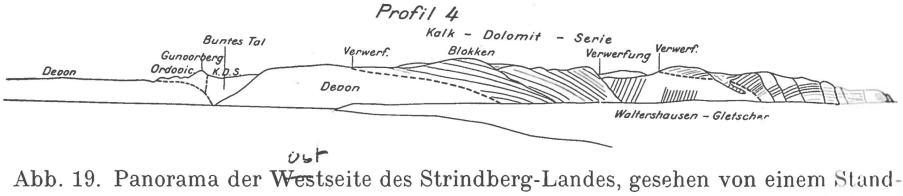


Abb. 19. Panorama der Westseite des Strindberg-Landes, gesehen von einem Standpunkt 100 m über der Stirn des Waltershausen-Gletschers an der Küste von Hudsonland. Auf der rechten Seite erscheint die Küste, die hier jenseits der letzten Verwerfung aus Bunter Serie besteht, in starker Verkürzung.

der Gletscherstirn werden bereits die westlich des Devons liegenden Schichten der Kalk-Dolomit-Serie der Eleonore-Bay-Formation sichtbar, die hier dann den Plateaurand bilden. Weiter gletscheraufwärts spitzt das Devon bald aus. An dem gegen den Gletscher zu gerichteten Hang gewinnen nun die Kalke und Dolomite an Raum, und das Devon endigt etwa 3—4 km oberhalb der Gletscherstirn. Oberhalb der Stelle, wo die Devonkulisse hier auskeilt, erhebt sich ein 1500 m hoher Gipfel, der Blockberg (Blokken)[1]). Hier streichen die Kalk-Dolomit-Schichten N 20° E und fallen 35° WNW, wie bei einer Besteigung dieses Berges festgestellt werden konnte. Ein tiefer Taleinschnitt trennt den Blockberg von den weiter nordwestlich gelegenen Bergrücken. Die Schichten behalten zunächst noch eine, soweit sich aus der Entfernung feststellen liess, ungefähr gleichartige Lagerung bei. Das erwähnte Tal ist sicher durch keine Verwerfung bedingt, denn es folgen nun, wie bei konkordantem Lagerungsverbande zu erwarten, die höheren Teile der Kalk-Dolomit-Serie, die schon von weitem an einer Zunahme hellerer Zonen

[1]) Dieser Gipfel ist auf der Dusén'schen und allen folgenden Karten mit 1050 m Höhe bezeichnet.

von gelblich-grauer Färbung kenntlich sind, wie später noch an Hand detaillierter Profile nachzuweisen sein wird. Dieselbe Schichtenfolge, die wir hier nördlich des Blockberges beobachten, ist auch nordwestlich des Gunvorberges an den südwestlichen Hängen des unteren Bunten Tales erkennbar. Eingehender untersucht wurde sie jedoch erst im Geologfjord nördlich des Tillit-Canyon, wo sie am leichtesten zugänglich ist.

Nördlich des nächsten nach Nordwesten zu gelegenen Tales ändern sich die Verhältnisse, sodass wir hier augenscheinlich ein Verwerfung überschreiten. Es folgen auf eine längere Erstreckung steilgestellte, fast saigere Schichten, die aber ebenfalls noch der Kalk-Dolomit-Serie angehören. Diese Zone steilgestellter Schichten kann man am Gletscher entlang bis hinter eine schmale Gletscherzunge verfolgen, die von einer Hochlandeiskappe herabkommt, jedoch den Waltershausengletscher nicht ganz erreicht. In den hinteren Bergen kündigt sich aber bereits vorher die mittlere Abteilung der Eleonore-Bay-Formation, die Bunte Serie an, die nun, wie unterhalb des Blockberges die Kalk-Dolomit-Serie, langsam zum Gletscherniveau heruntersteigt, was dadurch bedingt wird, dass die die Kalk-Dolomit-Serie von der Bunten Serie trennende Störung recht spitzwinklig gegen den Gletscher ausstreicht.

Von hier ab besteht dann das Land, soweit man es verfolgen kann, also bis zum Adolf-Hoel-Gletscher hin, ausschliesslich aus Gesteinen der Bunten Serie der Eleonore-Bay-Formation. Von bedeutenderen Störungen ist hier nichts mehr zu merken. Augenscheinlich bilden die Schichten ein ziemlich flaches ungestörtes Gewölbe. In der Nähe der Verwerfung, mit der sie gegen die Kalk-Dolomit-Serie absetzen, haben sie ein südliches oder südwestliches Einfallen, biegen aber weiter nach Norden allmählich in eine horizontale Lagerung um, die sie, soweit erkennbar, bis zum Nordende des Strindberglandes beibehalten. Für diese Beobachtungen muss allerdings der Vorbehalt gemacht werden, dass die Entfernung zu diesen Gegenden vom Beobachtungsstandpunkt ziemlich erheblich war (20—50 km) und dass dieser Teil der Küste in sehr starker Verkürzung erscheint. Jedoch passt die Feststellung der Lagerungsverhältnisse der Nordostseite des Strindberglandes durchaus zu den Ergebnissen, die sich in der südlichen Fortsetzung der entsprechenden Zone am Geologfjord haben erarbeiten lassen.

Wie aus einem Vergleich mit den von Ole Rømer-Land bekannt gegebenen Tatsachen hervorgeht, besteht zwischen den beiden Seiten des Walterhausengletschers anscheinend tektonisch eine gewisse Inkongruenz. Die von der Nordostseite von Strindbergland und von der Südwestseite von Ole Rømer-Land skizzierten Profile (Abb. 14 u. 19) lassen sich nach den bisher über grössere Entfernungen vorgenommenen und daher natürlich nicht ganz einwandfreien Beobachtungen nicht ohne weiteres in Einklang bringen. Die Bunte Serie, auf Ole Rømer-Land durch mehrere

Verwerfungen in gekippte Schichtenpakete aufgelöst, liegt auf dem Strindbergland wahrscheinlich ungestört und fast horizontal. Ein Äquivalent der breiten Zone hellgrauer, gut gebankter, leicht zwischen zwei Verwerfungen eingemuldeter Gesteine auf Ole Rømer-Land wurde auf Strindbergland überhaupt nicht beobachtet. Schliesslich nehmen die Gesteine der Kalk-Dolomit-Serie auf Strindbergland einen erheblich grössere Raum ein als auf Ole Rømer-Land, wo sie allem Anschein nach auf eine sehr schmale Zone beschränkt sind.

Sehr gut dagegen fügen sich die Beobachtungen von der Nordostseite des Strindberglandes in den Rahmen des Bildes, das man von den Verhältnissen im Innern des Landes, vornehmlich im Gebiet des Bunten Tales, dann aber auch an der gegen den Geologfjord gerichteten Küste des Strindberglandes durch genauere Begehungen gewinnen kann. Ich versuche es, an Hand einer ganzen Reihe von Profilzeichnungen ein Bild von den Verhältnissen zu geben, wie sie im Gebiet des Bunten Tales, im südlichen Strindbergland und an der Geologfjordküste des Strindberglandes vorliegen.

In dem genannten Bereich sind folgende stratigraphische Glieder der prädevonischen Sedimentationszyklen vertreten:

Ordovicium mit einem Kalk, der Gastropoden, Trilobiten, sowie vereinzelt Cephalopoden und unbestimmbare Brachiopoden enthält und vielleicht jünger ist als POULSEN's Cape Weber Formation. Es soll hiervon noch später die Rede sein.

Cambrium, und zwar Untercambrium vom basalen frühkambrischen Tillit bis zur Ella-Island-Formation POULSEN's.

Kalk-Dolomit-Serie der Eleonore-Bay-Formation in ziemlich kompletten Serien sowohl nördlich wie südlich des Bunten Tals und am Geologfjord.

Bunte Serie der E. B. F., ebenfalls ziemlich vollständig im Gebiet des Bunten Tals, doch nicht in normalem stratigraphischem Verbande mit der Kalk-Dolomit-Serie nachzuweisen.

Quarzitserie der E.B.F. nur im Bereich des Nordendes des Geologfjords nahe dem Nunatakgletscher.

Wie ersichtlich, sind grosse Teile der prädevonischen Sedimentationszyklen auf Strindbergland zugänglich, jedoch fällt hier der Umstand erschwerend ins Gewicht, dass starke Störungen den stratigraphischen Verband zerrissen haben und die Übergänge der einzelnen Formationsuntergruppen ineinander hier nicht untersucht werden können. Ohne das Hangende und Liegende der Bunten Serie zu kennen, wurde im Herbst 1931 eine Stratigraphie dieses Abschnitts der Eleonore-Bay-Formation ausgearbeitet, deren weitere regionale Anwendbarkeit sich erst im Laufe der Arbeiten des folgenden Sommers ergab, ebenso

wie sich auch dann erst ihre prinzipielle Übereinstimmung mit dem Koch'schen Schema ergab.

Betritt man das Bunte Tal vom Fjord her auf der Südseite, so passiert man zunächst einen fast 100 m hohen, sehr auffallenden Rücken aus sehr hartem dunklen Kalkstein, an den östlich steilgestellte Konglomeratbänke angelagert sind, wie schon von Backlund (1930) beobachtet wurde. An seinem Nordende nahe dem Bach trägt dieser Rücken prachtvolle Gletscherschliffe. Das Alter des Kalkes wurde von Backlund als möglicherweise paläozoisch angegeben; da sich Fossilien nicht nach-

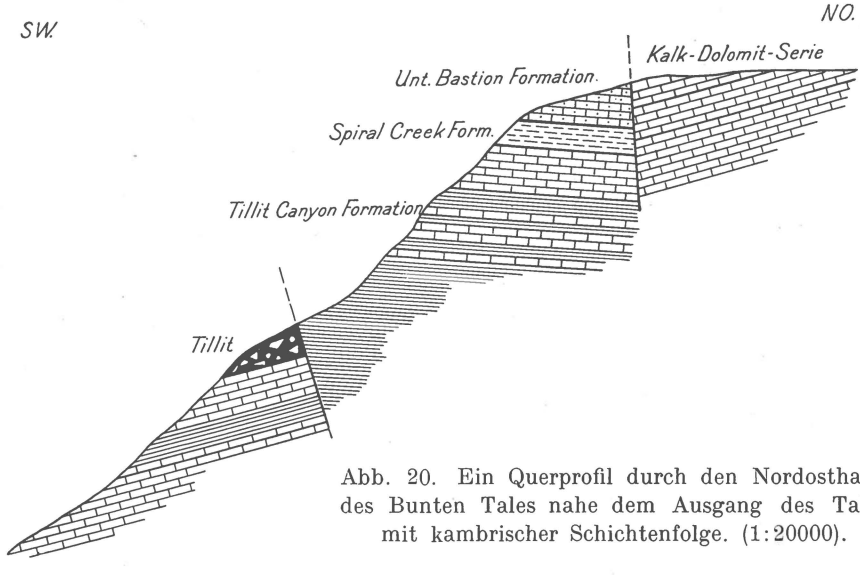


Abb. 20. Ein Querprofil durch den Nordosthang des Bunten Tales nahe dem Ausgang des Tales mit kambrischer Schichtenfolge. (1:20000).

weisen liessen, kommt natürlich auch ein präkambrisches Alter in Frage. Die Verhältnisse am Ausgang des Bunten Tales sind an der Südseite etwas undurchsichtig, da eine sehr starke Schutteindeckung die Erkenntnis der Zusammenhänge der Schichten hindert. Es soll noch später darauf eingegangen werden.

Trotz starker tektonischer Störungen sind an der Nordseite die Verhältnisse besser zu klären. Schon vom Fjord aus erkennt man hier die stark gefärbten Schichten der Bunten Serie an der Nordseite des Tales etwa 5—6 km talaufwärts. Dass der unmittelbar dem Fjord zugewandte Hang aus Devonsandsteinen besteht, die hier noch eine ca. 2 km breite Zone bilden, wurde bereits früher erwähnt. Zwischen Bunter Serie und Devon gewahrt man eine Zone ganz andersartiger dunkler Gesteine, die stark verwittern und zur Bildung steiler Schutthänge Anlass geben. Die Untersuchungen zeigten, dass wir es hier mit kambrischen Gesteinen vom Tillit bis zur Ella-Island-Formation zu tun haben.

Dieses kleine kambrische Gebiet ist von einer Anzahl von Verwerfungen durchsetzt, die etwa NO—SW streichen und saiger stehen oder doch sehr steil einfallen. Ihre Sprunghöhe ist nur gering. Etwas bedeutender ist eine Verwerfung, die quer über den Hang, fast parallel zum Tale streicht.

Für das tektonische Bild am bedeutsamsten und auch in ihrer Ausbildung am gewichtigsten ist die Störungszone, mit der das Kambrium gegen die Bunte Serie der Eleonore-Bay-Formation absetzt. Topographisch ist diese grosse Verwerfung durch einen recht unwegsamen, schluchtartigen Einschnitt im Hang gekennzeichnet, in dem man stark verrutschte und verquetschte dunkle Gesteine findet. Die Sprunghöhe dieser Verwerfung ist recht bedeutend und kann zu ca. 1500 m veranschlagt werden, da sie der Gesamtmächtigkeit der Kalk-Dolomit-Serie und einem Teil der Bunten Serie entspricht.

Auch nach Nordosten hin ist dieses kleine kambrische Gebiet wieder offenbar durch eine Verwerfung begrenzt. Erklimmt man das 900—1000 m hohe Plateau über die steilen, aus den kambrischen Schichten gebildeten Hänge, so gelangt man dort oben sehr schnell in ein Gebiet dunkler Kalksteine, die der Kalk-Dolomit-Serie angehören. Diese Kalksteine lassen sich in der typischen Ausbildung der Serie weiter nach Norden auf dem Plateau bis zum Blockberg und zum Waltershausengletscher verfolgen. Von dem Ausstreichen dieser Zone am Waltershausengletscher ist schon die Rede gewesen. Das Kambrium dürfte am Plateaurande gegen das Bunte Tal kaum eine grössere Breite als 1 km einnehmen. Da das Plateau vollständig unter örtlichem Verwitterungsschutt begraben ist, kann man hier die Verwerfung nicht mit sehr grosser Präzision lokalisieren, sondern nur aus dem Wechsel in der Zusammensetzung des Schutts erschliessen.

Die Grenze zwischen Kambrium und Devon nach Osten hin ist überall von Schutt verhüllt. Aus ihrem sehr steilen beinahe senkrechten Verlauf könnte man auch hier auf das Vorliegen einer Verwerfung schliessen.

Über die Schichtenfolge des Kambriums gibt das auf Abb. 20 wiedergegebene Profil Auskunft. Nordöstlich der Längsverwerfung, die am Hang parallel zum Tal entlangstreicht, finden wir an der tiefsten Stelle des Profils eine 40 m mächtige Bank braunen Sandsteins. Diese wird überlagert von ca. 100 m sehr bröckeligem, mergelig-tonigem Gestein, das eine Fülle von Kalkkonkretionen enthält, welche Erbsen- bis Faustgrösse besitzen. Es folgt eine wenige m mächtige helle Sandsteinbank und darüber dann ein sehr feiner, mürber Tonschiefer, der weiter nach oben zu mit hellen Kalkbänken zu wechsellagern beginnt. Die Kalkbänke nehmen stetig an Häufigkeit zu, bis sie schliesslich in den hangenden Teilen der Serie ganz die Überhand gewonnen haben. Die

ganze Serie erhält so ein gestreiftes Aussehen, wie es von andern Lokalitäten sehr charakteristisch für die oberen Partien der Tillit-Canyon-Serie ist. Man wird zweckmässiger Weise das gesamte hier beschriebene Profil zur Tillit-Canyon-Serie stellen, die man ja am Tillit-Canyon nördlich von Kap Weber in ganz ähnlicher Ausbildung über dem Tillit beobachten kann. Die genauere Parallelisierung der einzelnen Horizonte dieser Serie an den verschiedenen Lokalitäten steht allerdings noch aus. Konkretionsführende Schichten sind von POULSEN nirgends aus dem Hangenden des Tillits erwähnt und auch von mir nirgends sonst beobachtet worden. Überhaupt scheinen, wie noch aus den weiteren Mitteilungen hervorgehen wird, die den Tillit unmittelbar überlagernden marinen Schichten fazielle Verschiedenheiten in den einzelnen Gebieten aufzuweisen.

Einen sicheren Anhaltspunkt für die Einstufung der Horizonte des kambrischen Vorkommens am Bunten Tal, können wir erst im Hangenden der gestreiften Serie gewinnen. Hier stossen wir auf einen grünlichen, rötlich verwitternden Sandstein mit zahlreichen Steinsalzpseudomorphosen auf den mit Tonbelägen versehenen Schichtfugen. Diese Pseudomorphosen sind sehr schön ausgebildet und für den ganzen Horizont sehr charakteristisch. Da POULSEN einen solchen Horizont mit ganz denselben Erscheinungen als Spiral-Creek-Formation von der Gegend bei Kap Weber beschreibt, so dürfen wir ohne weiteres annehmen, dass es sich auch hier auf der Strindberghalbinsel um dieselbe Zone handelt, umsomehr als dieser Steinsalzpseudomorphosenhorizont nach Süden hin im gesamten Verbreitungsgebiet kambrischer Schichten nachgewiesen werden kann.

Von hier ab aufwärts zeigt sich nun — soweit das kambrische Profil überhaupt erschlossen ist — eine fast vollständig Übereinstimmung mit den von POULSEN bei Kap Weber beobachteten Verhältnissen. Dass eine solche Übereinstimmung in den tieferen fossilleeren Schichten nicht so klar in Erscheinung tritt, wird verständlich, wenn man sich in Erinnerung ruft, dass ja das Paläozoikum in Ostgrönland offenbar geokrat begann. Die erneute Eintiefung im Beginn des zweiten Sedimentationszyklus und die sich offenbar daran schliessende teilweise Abtragung der vorher gebildeten terrestrischen (tillitischen) Sedimente, auf die wohl aus der ungleichen Mächtigkeit des Tillits an verschiedenen Lokalitäten geschlossen werden kann, musste natürlich in der ersten Zeit zu verschiedenartigen Faziesausbildungen führen. Der allgemeine Ausgleich erfolgte aber bereits zur Zeit der oberen Tillite Canyon-Formation. Die abweichenden Mächtigkeiten des Tillits in den verschiedenen Lokalitäten können natürlich teilweise, wie gesagt sein soll, auch bereits primär sein, was bei glazialen Sedimenten ja durchaus zu erwarten ist.

Über der durch die Steinsalzpseudomorphosen gekennzeichneten

Spiral-Creek-Formation, finden wir nun in vollkommener Übereinstimmung mit den Verhältnissen bei Kap Weber einen hellen, sehr harten Quarzit, den unteren fossilleeren Teil der Bastion-Formation. Hiermit schliesst des Profil am grösseren Teil des Hanges ab. Der obere Plateaurand ist erreicht und überschreitet man das Plateau weiter in nördlicher oder nordöstlicher Richtung, so gelangt man bald in die oben erwähnten dunklen Kalke der Eleonore-Bay-Formation hinein, die gegen das Kambrium durch eine Ost-West-Verwerfung abgesetzt sind.

Von den höheren fossilführenden Teilen des Unterkambriums sind hier am Hang des Bunten Tales nur noch unbedeutende Reste erhalten. Diese Schichten die der oberen Bastion- und der unteren Ella-Island-Formation zuzurechnen sind, streichen an sehr unzugänglichen Stellen des Hanges, z. T. dicht unter dem obersten Plateaurand aus. Erst nach langem vergeblichen Suchen gelang es, in dem östlichen dicht nach dem Devon zu gelegenen Teilen der Kambrischen Schichten, die hier zwischen der östlichsten Verwerfung innerhalb des Kambriums und der Randverwerfung zwischen Kambrium und Devon stark steilgestellt sind (Abb. 21), den oberen Teil der Bastion-Formation und den unteren Teil der Ella-Island-Formation durch Fossilien zu belegen und damit den einwandfreien paläontologischen Nachweis für die Anwesenheit von Kambrium zu führen, wenn auch grössere Aufsammlungen wegen der äusserst ungünstigen Aufschlussverhältnisse nicht gemacht werden konnten. Beide Stufen zeichnen sich ja vornehmlich durch ihren auffallend grossen Gehalt an hornschaligen Brachiopoden aus und sind leicht zu erkennen.

Möglicherweise ist über der Ella-Island-Formation noch ein Rest von POULSEN's Hyolithus-Creek-Formation erhalten. Eine schon von der Küste aus deutlich sichtbare Anhöhe über dem Plateaurande in unmittelbarer Nähe der Devongrenze besteht aus einem braun verwitternden grauen Gestein, auf welches gut die Beschreibung passt, die POULSEN von der Hyolithus-Creek-Formation gegeben hat. Die Hyolithus-Creek-Formation ist fossilleer, sodass ihr Alter ungewiss ist. Zur Verfügung steht nach POULSEN die Spanne vom Unterkambrium bis zum Obercanadium. Bis auf den hierdurch nötigen Vorbehalt kann man sagen, dass jüngere als unterkambrische Schichten auf der Nordseite des Bunten Tales nicht zu finden sind.

Das normale Liegende dieser ganzen eben beschriebenen kambrischen Serie ist nicht aufgeschlossen, wie aus dem Profil Abb. 20 hervorgeht. Die untere Tillite Canyon-Serie wird durch eine Längsverwerfung abgeschnitten, die im westlichen Teil des Profils nahe der Grenze gegen die Eleonore Bay-Formation in etwa 300 m ü. M. am Hang ausstreicht, deren Ausbiss sich aber in östlicher Richtung abwärts senkt und — so-

weit unter der starken Schuttbedeckung zu verfolgen — in der Nähe des Devonrandes fast das Niveau des Talbodens erreicht.

Im westlichen Teil, also dort wo die Schichten südlich dieser Verwerfung am höchsten heraussteigen, hat sich noch ein Rest des früh-



Abb. 21. Profil der Nordostseite des Bunten Tales auf Strindberg-Land. Die Bunte Serie ist hier von den Schichten 5 bis 12 aufgeschlossen. In der Nähe der Verwerfung zwischen Bunter Serie und Kambrium ein Diabasgang (schwarz). (1:150000.)

kambrischen Tillits (Cape Oswald-Formation POULSEN's) erhalten. Die gegenwärtige Mächtigkeit des Horizonts beträgt etwa 40 m. Da kein Hangendes erhalten ist, ist die ursprüngliche Mächtigkeit als grösser anzunehmen. Der Tillit weicht hier in seinem petrographischen Habitus

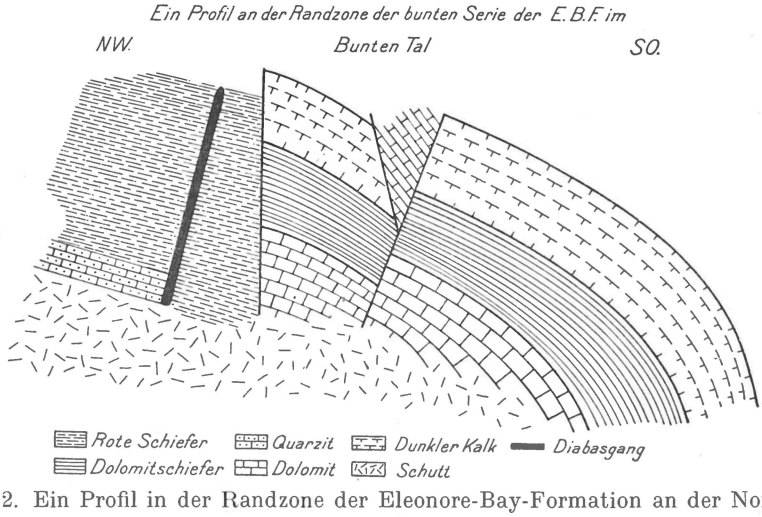


Abb. 22. Ein Profil in der Randzone der Eleonore-Bay-Formation an der Nordostseite des Bunten Tales in der Nähe der Verwerfung zwischen Bunter Serie und Kambrium. (1:7000.)

von den Vorkommen, die ich nördlich von Kap Weber und auf der Ymerinsel untersuchen konnte, ab. Im Gegensatz zu dem ziemlich festen harten Zustande, in dem dieser Horizont in den zuletzt genannten Gegenden auftritt, finden wir den Tillit auf Strindbergland, als sehr bröckeliges Gestein ausgebildet, dessen Grundmasse feinkörnig, sandig-tonig und ungeschichtet ist. Im Gegensatz zu der grauen und grauschwarzen, lokal rötlich-braunen Färbung, die die Grundmasse des Tillits an andern

Orten auszeichnet, hat der Tillit des Bunten Tales einen grünlichen Farbton, ähnelt darin also mehr den Tonen, die anderwärts vergesellschaftet mit dem Tillit auftreten. Der Geröllinhalt ist gänzlich unsortiert. Man sieht nebeneinander Gerölle aller Grössen bis zu 0,5 m Durchmesser. Eingestreut finden sich unregelmässige, nicht horizontbeständige Schmitzen und Nester von feinerem und gröberem sandigem Material, die den moränenartigen Eindruck des Aufschlusses noch erhöhen. In der Geröllführung sind die mittleren Stufen der Eleonore-Bay-Formation vorherrschend. Häufig sind die etwas gelblich verwitternden Algendolomite, die den Übergang von der Bunten Serie zur Kalk-Dolomit-Serie kennzeichnen.

Unter dem Tillit lagern bläuliche geschichtete Kalke, darunter kompakte, dickgebankte, etwas grobkörnige Kalke von ähnlicher Färbung in etwa 200 m Mächtigkeit. Unter diesen folgt stark geschieferter dunkler, bituminöser Kalk, der dann auch an der Ostseite der die Verwerfung gegen die Bunte Serie im Westen markierenden Schlucht aufgeschlossen ist. Obwohl die den Tillit direkt unterlagernden Kalke nicht genau in das Bild passen, dass man anderwärts von den Schichten der Kalk-Dolomit-Serie gewinnt, möchte ich doch glauben, dass es sich hier bereits um präkambrische Sedimente handelt. Auf die Frage der Grenzziehung zwischen Präkambrium und Kambrium muss überhaupt später noch in breiterem Zusammenhange eingegangen werden.

Im Bereich der grossen Störungszone zwischen Kambrium und Eleonore Bay-Formation werden die Verhältnisse recht unübersichtlich. Starke Schuttüberdeckung im Verein mit einer grossen Zahl kleiner Verwerfungen, die dieses Grenzgebiet förmlich zerhacken, gestatten es nur, kleine Teilbilder aus diesem Störungsgebiet zu analysieren. Da hierbei sowohl Längs- wie Querverwerfungen eine Rolle spielen, so werden die Schollen oft auf kleinem Raume schachbrettartig zerlegt. Ein etwas schematisiertes Bild von solchen Verhältnissen gibt die Abb. 22, welche einen Teil des Profils mit Schichten aus der Grenzzone der Bunten Serie und der Kalk-Dolomit-Serie umfasst. Es handelt sich hierbei um ein im Bereich der Störungszone abgesunkenes Bruchstück. Z. T. finden wir in den Verwerfungen Eruptivgänge, die aber auch ihrerseits wieder durch Verwerfungen zerrissen sein können. (Abb. 23). Diese Gänge werden auch von BACKLUND erwähnt (BACKLUND & MALMQUIST, 1932), der sie (S. 11) als »sehr spätkaledonisch oder früh postkaledonisch« anspricht, wie aus dem mikroskopischen Befunde hervorginge. Da die Gänge z. T. in Verwerfungen intrudieren, so müssen mithin die Verwerfungen dasselbe Alter haben oder älter sein, also jedenfalls im Zusammenhang mit kaledonischen Vorgängen stehen. Es wird sich noch zeigen, dass die zeitliche Festlegung von Verwerfungen im Bereich der präkaledonischen Sedimente bei weitem nicht in allen Fällen ohne weiteres möglich ist.

Überschreiten wir die grosse Störungszone nach Westen zu, so gelangen wir am Fuss der Steilwand, die am Ostende des untersten der im Bunten Tal gelegenen grossen Seen beginnt, in den Bereich der Bunten Serie der Eleonore-Bay-Formation, die sich nun fast gänzlich ungefaltet und nur von einer einzigen nennenswerten Störung unterbrochen in flacher Lagerung etwa 10 km weiter landeinwärts verfolgen lässt (Abb. 21).

Die Schichten steigen zunächst, nur von einer einzigen Verwerfung von wenigen Metern Sprunghöhe unterbrochen, langsam an. An der Basis der Serie finden wir die dickbankigen Quarzite (Nr. 6 unseres



Abb. 23. Diabasgang (D) in der Bunten Serie nahe der Verwerfung gegen das Cambrium an der Nordostseite des Bunten Tales. Aufgedrungen in einer NO-SW-Verwerfung, später zerrissen durch eine NW-SO-Verwerfung. Q = Quarzite (Schicht 6), S = Rote Schiefer (Schicht 7).

stratigraphischen Systems), die meistenteils noch von den unteren roten plattig-schiefrigen Quarziten unterlagert werden. Etwa in mittlerer Höhe des Hanges bemerken wir den sehr charakteristischen untersten dunklen Kalkhorizonte, der hier, wie überall, durch die gelblich anwitternde dichte Dolomitbank an seiner Basis ausgezeichnet ist und in derselben Ausbildung über das gesamte untersuchte Verbreitungsgebiet der Bunten Serie verfolgt werden konnte. Diese Schichtenkombination von gelblich anwitterndem Dolomit und dunklem Kalk kann im Gesamtgebiet des Bunten Tales zur stratigraphischen Korrelation benutzt werden.

Am Westende des schon erwähnten unteren Sees begegnen wir der einzigen grösseren Verwerfung, deren Sprunghöhe jedoch 300 m kaum

überschreiten dürfte. Der NW-Flügel dieser Verwerfung, die sich im Übrigen quer über das Tal auf die andere Seite verfolgen lässt, ist abgesunken. Hierdurch kommt die erwähnte Kalkbank mit der basalen Dolomitlage an die Basis des Hanges und zieht sich dicht am Talboden in längerer Erstreckung dahin. Am oberen Ende des Hanges erscheint für eine gewisse Strecke eine sehr hellgraue fast weisse Gesteinsschicht. Diese entspricht Nr. 12 unseres Schemas und stellt nun bereits den Übergang zur Kalk-Dolomit-Serie dar. Es kommt hier jedoch zu keiner vollständigen Ausbildung dieser Stufe mehr, denn gegen das

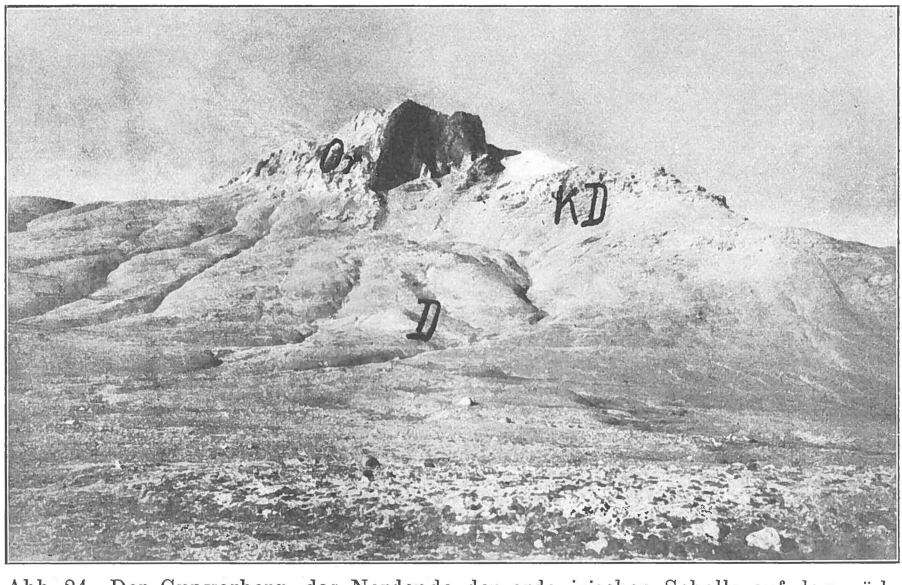


Abb. 24. Der Gunvorberg, das Nordende der ordovizischen Scholle auf dem südlichen Strindberg-Land, gesehen von der dänischen Nebenstation am Nordfjord. Or = Ordovizium, KD = Kalk-Dolomit-Serie, D = Devon. September 1931.

obere Ende des Tales zu findet wieder eine leichte Heraushebung der Schichten statt, wodurch die hangenden Schichten wieder in stärkerem Maasse der Erosion anheimfallen.

Dass die Lagerungsverhältnisse auch in dem Gebiet nördlich und nordwestlich des dargestellten Profils ganz gleichartig sind, geht z. B. daraus hervor, dass man von den höheren Bergen an der Südseite des Tales, von denen man einen vorzüglichen Überblick über das ganze Gelände nördlich des Bunten Tales geniesst, die erwähnte Zone hellerer Gesteine, die in einer kleinen Spezialmulde erhalten ist, weit nach Nordosten verfolgen kann. Wahrscheinlich zieht sie sich bis in die Nähe des Waltershausengletschers hin. Auch nach Norden und Nordwesten deuten alle Beobachtungen auf eine im grossen Ganzen flache, wenig gestörte Lagerung der Schichten hin. Die Verhältnisse stehen somit hier

in völliger Übereinstimmung mit dem Bilde, dass von der Südwestseite des Waltershausengletschers aufgedeckt wurde und das sich auch noch bei Betrachtungen der Verhältnisse im Geologfjord ergeben wird.

Ein wenig komplizierter sieht die Südseite des Bunten Tales aus — wenigstens in ihrem unteren Teil, aber auch hier handelt es sich mehr um scheinbare als um wirkliche Komplikationen. Die ausführlichen Begehungen dieser Seite und des darüber sich hinziehenden Plateaus ergaben nämlich das Vorhandensein einer in sehr spitzem Winkel gegen das Tal ausstreichenden steilen Verwerfung zwischen Bunter Serie und

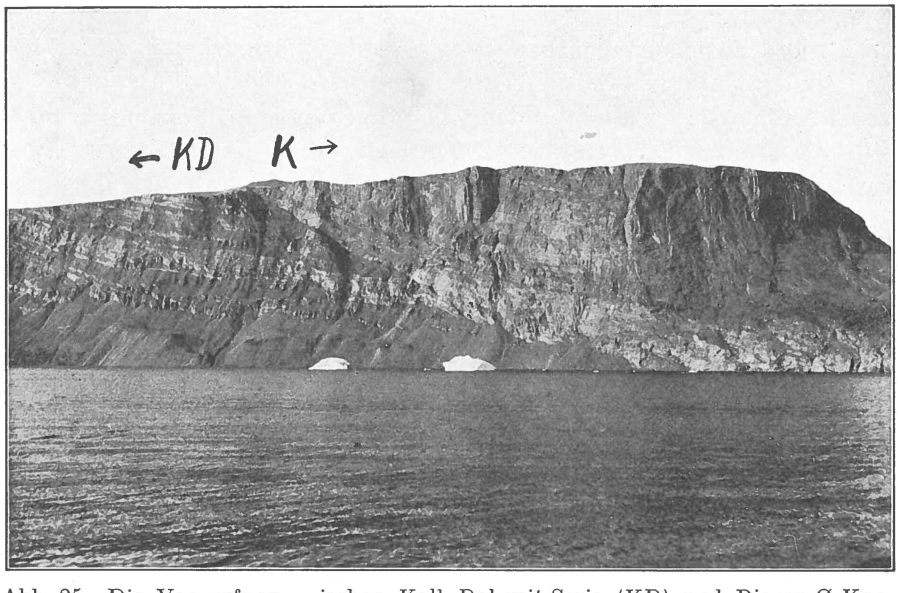


Abb. 25. Die Verwerfung zwischen Kalk-Dolomit-Serie (KD) und Bjørne-Ø-Konglomerat (K) am Ostufer des Geologfjordes. Die Verwerfung steht saiger, streicht aber spitzwinklig gegen den Fjord aus. Man erkennt gut die Schichtung des Konglomerats, aber auch seine plattige Absonderung parallel zur Verwerfung. — August 1932.

Kalk-Dolomit-Serie (s. die Karte Taf. 1). Durch den Gehängeschutt wird die Verwerfung zum grössten Teil verhüllt und ist am besten aufgeschlossen in den sehr schwer zugänglichen oberen Teilen der 1200 m hohen Südwand des Bunten Tales.

Der ganze Südteil des Strindberglandes, also das Dreieck zwischen Buntem Tal, Geologfjord und Nordfjord, muss aber als eine Einheit behandelt werden. Dieser Teil kann als ein hügeliges Plateau von durchschnittlich 1000 m Höhe bezeichnet werden. Die topographischen Verhältnisse des Plateaus stehen deutlich mit dem geologischen Bau in Beziehung. Das ganze Plateau ist stark mit Schutt eingedeckt und von den Hügeln ergiessen sich mächtige Fliesserdeströme in die Senken. Die

Aufschlussverhältnisse sind nicht gut, aber ausreichend zur Klärung des Baus. Während sonst überall das Plateau mit einem ca. 1000 m hohen Steilrand dicht an die Küste bezw. das grosse Tal tritt, senkt es sich nur nach Südwesten zum Kap Ovibos hinunter mit sanfteren Hängen. Dieser Teil der Halbinsel besteht aus devonischen Sandsteinen. Diese Sandsteinzone verschmälert sich nach Norden zu allmählich, bis sie kurz vor Erreichung des Ausgangs des Bunten Tales nur noch höchstens einen Kilometer breit ist. Die Sandsteine streichen nord-südlich, also parallel dem westlichen Devonrande, streichen mithin spitz gegen das Ufer des Nordfjords aus. Der Westrand des Devons wird durch eine Reihe von Kuppen markiert, die sich 150—200 m über das Plateau erheben, aber vom Fjord aus nicht sichtbar sind. Diese Kuppen gehören geologisch und topographisch in einen Zug zusammen mit dem Gunvorberg, der sich unmittelbar über der dänischen Station »Nordfjord« an der Südseite des Bunten Tales zu über 1200 m Höhe erhebt (Abb. 24). Der Gunvorberg, der nicht wesentlich höher ist als die übrigen Kuppen längs des westlichen Devonrandes, tritt nur deshalb auch von unten her so bedeutsam in Erscheinung, weil an seiner Ostflanke die Devonbedeckung fast vollständig beseitigt ist und nur noch in geringer Meereshöhe unter dem Gehängeschutt hier und da nachgewiesen werden kann.

Dieser ganze Zug von Kuppen längs des Devonrandes einschliesslich des Gunvorberges besteht aus ordovizischen Gesteinen. Dieses Ordovicium liess sich durch eine fossilführende Zone mit *Helicotoma*, noch unbestimmten Trilobiten und einigen Cephalopoden belegen. Sein Liegendes ist indessen nirgends aufgeschlossen.

Das Hangende dieses Fossilhorizonts bildet ein mehrere 100 m mächtiger rötlich anwitternder fossilleerer Kalk, aus dem u. a. auch der Gipfel des Gunvorberges selbst besteht.

Nach Nordosten zu wird diese ordovizische Zone, noch vor Erreichung des Bunten Tales, durch eine saigere NW—SO streichende Verwerfung abgeschnitten, die am Gipfel des Gunvorberges in einer sehr imposanten nach Nordosten gerichteten, ca. 200 m hohen Steilwand in Erscheinung tritt (Abb. 24).

Aber auch nach Westen wird die ordovizische Zone durch eine Störung begrenzt, die allerdings auf der weiten Schuttfläche des Plateaus nur sehr schwer als solche zu erkennen ist. Ihr Vorhandensein wurde zunächst bei den Arbeiten auf dem Plateau auf Grund der Lagerungsbedingungen erschlossen und erst später an der Küste des Geologfjords nachgewiesen (Abb. 25). Das Ordovizium im südlichsten Strindbergland ist also nur als eine schmale Zone erhalten, die zwischen zwei grossen Verwerfungen eingeklemmt ist. In südlicher Richtung sinkt das Ordovizium ab und verschwindet noch vor Erreichung des Geologfjords unter einem Konglomerat, das sich diskordant und in Taschen auf das Ordovizium

legt und sehr rasch an Mächtigkeit zunimmt, sodass es dort, wo diese tektonische Zone gegen den Geologfjord ausstreicht, also in der kleinen Bucht nördlich der Björneinsel, bereits eine Mächtigkeit von 4—500 m erreicht hat. Dieses Konglomerat entspricht in seinem Charakter weitgehend jenem mächtigen Konglomerat, das wir bei dem »inlier« des Moschusochsenfjordes kennen gelernt haben. Wie hier am Geologfjord ersichtlich wird, ist es sowohl nach Westen wie nach Osten hin durch Verwerfungen begrenzt, die in ungefähr nord-südlicher Richtung liegen. An der Westseite ist es gegen die Kalk-Dolomit-Serie abgesetzt, die hier

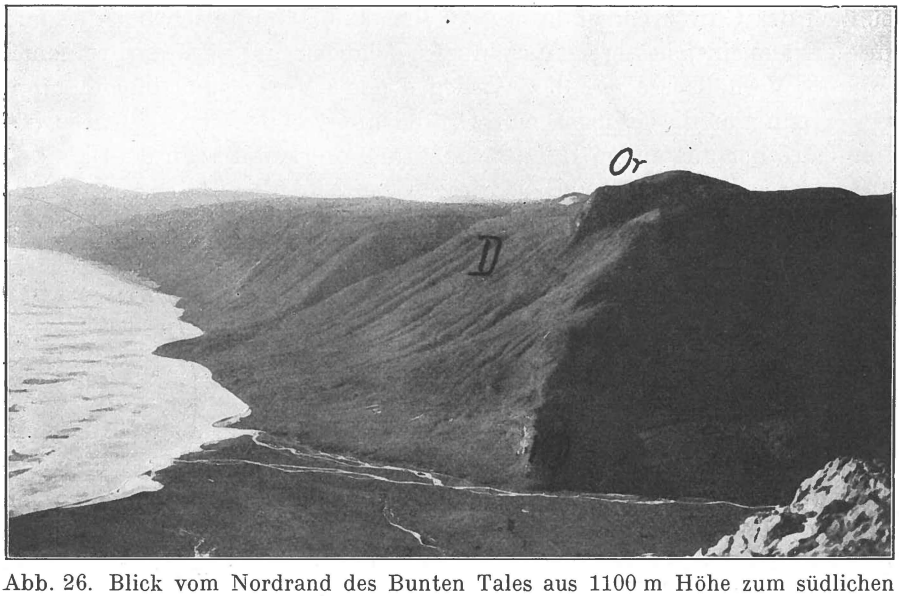


Abb. 26. Blick vom Nordrand des Bunten Tales aus 1100 m Höhe zum südlichen Teil der Westküste von Strindberg-Land. Zur linken Hand das Devonplateau (D). Or = Ordovizium des Gunvorberges. Dahinter wird noch eine der Kuppen aus der südlichen Fortsetzung der ordovizischen Zone des Gunvorberges sichtbar. Im Vordergrund die Kalk-Dolomit-Serie (KD). (Vergl. mit Abb. 24). — September 1932

in beträchtlicher Mächtigkeit das Fjordufer weiter nach Norden zu bildet. Allerdings wird eine grössere scheinbare Mächtigkeit vorgetäuscht, da die Schichten nach dem Fjord zu einfallen. Hier zwischen Kalk-Dolomit-Serie und Konglomerat streicht die Verwerfung aus, deren Vorhandensein schon vorher auf dem Plateau westlich des Gunvorberges festgestellt wurde. In der Nähe der Verwerfung sind im Konglomerat senkrechte Kluft- und Schieferungsflächen ausgebildet, die parallel der Verwerfung streichen.

Das Vorhandensein einer Verwerfung an der Ostseite des Konglomerats ist erst bei näherer Begehung der Grenzzone ersichtlich. Die Sandsteine des Devons stossen hier etwa 30° aufgerichtet gegen die Ver-

werfung, verflachen sich aber mit zunehmender Entfernung davon nach Südosten zu, sodass man von Weitem ganz den Eindruck eines hier vorliegenden natürlichen Schüttungskegels erhält. Ein solcher liegt aber ganz augenscheinlich nicht vor, sondern die Schichtaufrichtung ist wahrscheinlich auf das Absinken der Sandsteine längs der Verwerfung zurückzuführen. Über die Sprunghöhe dieser Verwerfung lassen sich keine exakten Angaben machen, sie dürfte aber wohl nicht sehr gross sein.

Hier am Geologfjord ist die einzige Stelle, wo die Westgrenze des Devons gut aufgeschlossen ist. Nach Norden zu ist ihre Beobachtung überall durch starke Schuttbildung behindert. Nur in dem Einschnitt südlich des Gunvorberges in etwa 900 m ü. M. konnte ich noch einmal in die Nähe eines besseren Aufschlusses gelangen und auch dort schienen mir die Verhältnisse auf das Vorliegen einer Verwerfung hinzudeuten.

Wenn man die Grenze Devon-Ordovizium von der Nordseite des Bunten Tales her aus einige Höhe betrachtet, so erkennt man deutlich den ausserordentlich steilen Verlauf dieser Grenze (Abb. 26). Diese Steilheit macht es recht unwahrscheinlich, dass wir hier den Rand eines prädevonischen Tales vor uns haben, in das der sandige Detritus zur Devonzeit eingeschwemmt wurde. Vielmehr wird man mit dem Vorliegen einer Verwerfung über die ganze Strecke vom Geologfjord bis zum Gunvorberg zu rechnen haben, die sich dann wie ausgeführt wurde, sicherlich nördlich des Bunten Tales bis zum Waltershausengletscher fortsetzt.

Über die Ausbreitung des erwähnten Konglomerats ist noch zu sagen, dass die inmitten des Geologfjords zwischen der Südspitze von Strindbergland und der Ostspitze von Andréeland gelegene Björneinsel auch aus diesem Konglomerat besteht. Da dieses Konglomerat nun eine gewisse Wichtigkeit in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht besitzt, so möchte ich es für ratsam halten, dasselbe mit einem besonderem Namen zu belegen und »Bjørne-Ø-Konglomerat« nennen.

Ein Erosionsrest des Bjørne-Ø-Konglomerats wurde auch auf dem Gipfel des Gunvorberges gefunden, wo es etwa NO—SW streicht und mit 20—25° gegen SO einfällt. Leider sind hier seine Beziehungen zu den liegenden Kalken nicht so gut zu klären, wie weiter südlich gegen den Geologfjord zu. Erst in einiger Entfernung von dem Konglomeratrest auf dem Gunvorberg kann man eine nicht sehr sichere Schätzung der Lagerung des massigen, ungeschichteten ordovizischen Kalks vornehmen. Hier und aus anderen Beobachtungen in der Umgebung des Gunvorberges geht hervor, dass die Schichten wohl ungefähr N—S streichen und mit etwa 25° gegen 0 einfallen. Die Diskordanz zwischen Bjørne-Ø-Konglomerat und Kalk ist also, wenn überhaupt vorhanden, jedenfalls sehr gering.

Weitere Reste des Bjørne-Ø-Konglomerats findet man, nur wenig über Fjordniveau, am Ausgang des Bunten Tales. Der Talausgang ist

durch den bereits erwähnten 100 m hohen Rücken aus sehr hartem widerstandsfähigem dunklem Kalk abgeriegelt (s. Abb. 26). An der Ostseite sind diesem Rücken senkrecht gestellte Konglomeratbänke angelagert, die das Aussehen des Bjørne-Ø-Konglomerats besitzen. Auch hier kann man nicht mit Bestimmtheit eine diskordante Auflagerung des Kon-

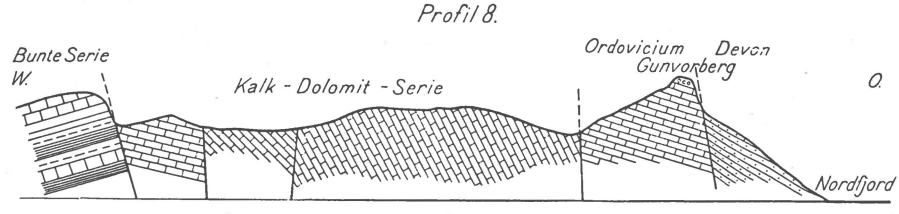


Abb. 27. Profil des Gunvorberges, sowie des westlich anschliessenden Plateaus bis in die Nähe des Geologfjordes. Auf dem Gipfel des Gunvorberges ein Rest des Bjørne-Ø-Konglomerates. (1:75000.)

glomerats auf den Kalk feststellen, da es unmöglich ist, die genaue Streichrichtung des ungeschichteten Kalkes zu ermitteln.

Dieses Konglomerat ist hier, wie übrigens auch auf dem Gipfel des Gunvorberges, durch eingelagerte, geringmächtige Sandsteinbänkchen von roter Farbe gekennzeichnet.

Auf dem Plateau schliesst sich westlich an die durch den Gun-

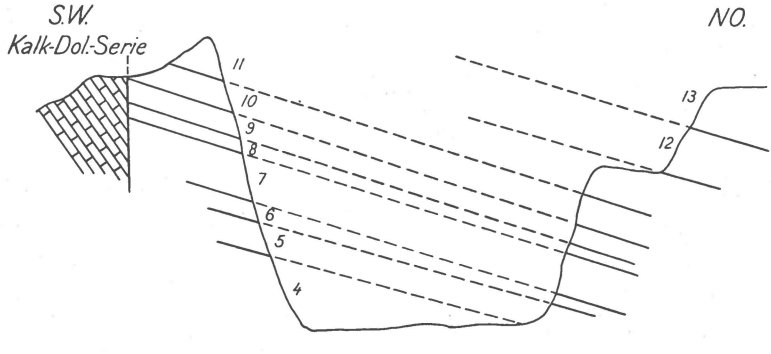


Abb. 28. Querprofil durch das Bunte Tal beim unteren grossen See. Die Schichten der Bunten Serie sind nummeriert. (1:40000.)

vorberg und die südlich anschliessenden Kuppen gekennzeichnete ordovizische Zone ein Gebiet an, das aus Gesteinen der Kalk-Dolomit-Serie besteht. Überschreitet man eine westlich des Gunvorberges gelegene Senke, so gelangt man zu einem in ost-westlicher Richtung sich ausdehnenden Rücken, an dem man eine sehr typische Folge aus der Kalk-Dolomit-Serie abschreiten kann. Es handelt sich hier um Wechsellagerung von dunklen massigen oder plattigen Kalken, dunklen oolithischen Kalken und Algendolomiten.

Die Lagerung dieser Schichten ist ähnlich denen der ordovizischen Kalke des Gunvorberges, sodass sich der Auffindung der die beiden Serien trennenden Verwerfung hier oben eine Zeitlang einige Schwierigkeiten entgegenstellten.

Schon vom Gunvorgipfel aus kann man bemerken, dass die Zone der Kalk-Dolomit-Serie, die nach Westen hin über ein hügeliges Gelände gut zu verfolgen ist, ihren westlichen Abschluss an einer kliffartigen Steilkante erreicht, an der Gesteine der Bunten Serie entblösst sind.

Grosse Fliesserdegletscher bedecken weite Teile des Plateaus der südlichen Strindberghalbinsel. Weite Senken mit einer grossen Anzahl von kleineren Seen durchziehen es, sodass die Entzifferung der Strukturverhältnisse auf mancherlei Schwierigkeiten stösst. Dass auch das zwischen Ordovizium und Bunter Serie gelegene Kalk-Dolomit-Gebiet noch von Störungen minderen Ausmasses durchzogen wird, geht aus der Betrachtung des Profils am Geologfjord hervor, wo wir zwei solche Verwerfungen finden, über deren Sprunghöhe man sich allerdings infolge der grossen Gleichartigkeit dieses Schichtenpakets keine deutliche Vorstellung machen kann, da eine brauchbare Gliederung der Kalk-Dolomit-Serie nach wenigen aber einwandfreien Leithorizonten, die im Gelände schnelle Orientierung ermöglichen, noch nicht in befriedigender Weise vorgenommen worden ist.

Dass diese am Ufer zu beobachtenden Verwerfungen sich in nördlicher Richtung ganz entsprechend dem Verlauf der Hauptverwerfungen hinziehen, ergibt sich auch aus den Beobachtungen auf dem Plateau westlich des Gunvorberges (Abb. 27).

Wie dieses Gebiet des südlichen Strindberglandes nach Norden zu gegen das Bunte Tal seinen Abschluss findet, wurde bereits angedeutet und soll etwas genauer durchgesprochen werden. Sehr ins Auge fallend und schon vom Talausgange aus sichtbar ist die imposante, fast 1200 m hohe Südwestwand des Tales, die sich oberhalb des schon erwähnten unteren Sees zu ihrer grössten Höhe erhebt. Wie ein Querprofil durch das Bunte Tal (Abb. 28) an dieser Stelle zeigt, begegnen wir im oberen Teil dieser Wand derselben Schichtenfolge, wie an der niedrigeren Nordwand des Tales. Die Schichten steigen bei etwa dem Verlauf des Tales folgendem Streichen nach Südwesten zu an, sodass auf der Südwestseite des Tales tiefere Schichten zu Tage treten als auf der Nordostseite. So finden wir hier an der Südostwand des Bunten Tales beinahe die komplette Schichtenfolge der Bunten Serie der Eleonore Bay-Formation, der nur die allerobersten Horizonte noch fehlen.

Nach Westen, nach dem Ausgang des Bunten Tales zu, streichen indessen die Schichten der Bunten Serie bald aus und werden durch eine Folge der Kalk-Dolomit-Serie abgelöst, die, wie die Untersuchung zeigt, in den oberen Teil dieser Serie einzureihen ist. Die Grenze zwischen

beiden Formationen bildet eine steil stehende Verwerfung von etwa WSW—ONO Verlauf, die schräg am Hang ausstreicht, sodass für eine Strecke die Schichten der Bunten Serie unter denen der Kalk-Dolomit-Serie zu liegen scheinen. Die erwähnten Schichten der Kalk-Dolomit-Serie sind die unmittelbare Fortsetzung der westlich des Gunvorberges gefundenen Serien. Da die zwischen dem Talende und dem Beginn der Bunten Serie anstehenden Schichten der Kalk-Dolomit-Serie in besserer Weise und leichter begehbar am Westufer des Geologfjords untersucht werden können, sollen sie auch erst später besprochen werden.

Recht interessant sind aber noch die Verhältnisse am Ausgange des Bunten Tales. Der Kalkrücken, der das Tal abriegelt, tritt vor allen Dingen an der Südseite sehr auffallend in Erscheinung. Seine Altersstellung ist, wie erwähnt, unsicher. Nach Süden, gegen den Nordhang des Gunvorberges zu, ist er durch eine Verwerfung abgeschnitten, ebenso, wie auch seine westliche Begrenzung wahrscheinlich durch eine Verwerfung gegeben ist. Der Kalkzug gemeinsam mit dem ihm angelagerten Konglomerat streicht übrigens quer über das Tal nach der Nordostseite hinüber. Hier haben ihn die gewaltigen, von den kambrischen Schichten gelieferten Schuttströme grösstenteils bedeckt, doch kann er noch in deutlichen Resten in der Nähe des Nordosthanges des Tales in der direkten Fortsetzung des Rückens der Südseite gefunden werden. Auch die ihn westlich abschneidende Verwerfung ist hier sichtbar und liegt genau im Streichen der Verwerfung auf der Südseite. Die Lagerung des Konglomerates ist hier ebenso steil wie auf der andern Seite.

Etwas östlich dieses nördlichen Endes des Kalkrückens lassen sich auch echte devonische Sandsteine nachweisen, die mit etwa 45° nach Osten einfallen.

Zum besseren Verständniss der Verhältnisse im oberen Teil des Bunten Tales empfiehlt sich zunächst ein näheres Studium der Ostseite des Geologfjordes (Taf. 2, Fig. 1). Für die Klärung der geologischen Verhältnisse im Bereich dieses Fjordes hat bereits L. Koch (1929) gewisse Schwierigkeiten betont, die darin begründet liegen, dass der Fjord in manchen Teilen beinahe dem axialen Streichen der dort vorhandenen Gewölbe folgt. Diese Schwierigkeit liegt vor allem bei der Betrachtung der Westseite des Geologfjordes vor, fällt dagegen nicht so störend an der Ostseite ins Gewicht, da wir es hier noch mit einer verhältnismässig flachen Lagerung zu tun haben, vornehmlich in den inneren Teilen des Fjordes, die besonders wichtig sind.

Es wurde bereits erwähnt, dass im unteren Teil des Fjordes eine Zerlegung der Kalk-Dolomit-Serie durch eine Reihe von Verwerfungen stattgefunden hat. Nach Westen zu setzt die Kalk-Dolomit-Serie wieder mit einer Verwerfung gegen Gesteine der Bunten Serie ab.

Es ist noch zu bemerken, dass unter den einförmig schwarzen und

grauen Gesteinen der Kalk-Dolomit-Serie hier farbenkräftige plattige Gesteine auftreten, deren genauer Charakter jedoch nicht ermittelt werden konnte und die möglicherweise bereits in den oberen Teil der Bunten Serie hineingehören.

Der Charakter der Störungszone zwischen der Bunten Serie und der Kalk-Dolomit-Serie zeigt hier deutlich zwei voneinander getrennte Bewegungsvorgänge an und zwar einen, in dem der östliche Flügel der Verwerfung aufwärts und einen anderen in dem dieser Flügel abwärts bewegt wurde. Die erste Bewegung hat offenbar den Charakter einer sehr steilen Überschiebung gehabt, während die zweite ein Zurücksinken war, also Ausdruck eines Dehnungsvorganges gewesen ist. Man darf aber offenbar den Vorgängen an dieser Linie keine so besondere Bedeutung beimessen, wie sie durch das scharfe Hervortreten dieses Störungsbildes im Profil vielleicht nahegelegt werden könnte. Die Mobilität des Materials des in Mitleidenschaft gezogenen westlichen Flügels der Störung ist an dieser Stelle infolge seiner Schiefrigkeit besonders gross und kann, wie auch sonst häufig, eine grössere Intensität der Bewegungsvorgänge vortäuschen als sie den tatsächlichen Verhältnissen entspricht. Die sehr dünnplattigen, geschieferten quarzitischen Schichten konnten hier mit grosser Leichtigkeit hochgepresst werden und zeichnen ebenso leicht auch ein erneutes Rücksinken der östlichen Scholle an der Hauptstörung ab.

An diese Störung schliesst sich nach Nordwesten ein sehr einheitliches Gebiet von der Bunten Serie angehörigen Schichten. Diese sind, wie aus dem Profil Taf. 2, Fig. 1 hervorgeht, ungefaltet, nur leicht verbogen und durch Verwerfungen verhältnismässig wenig gestört. Eine Interpretation dieses direkt von der Fjordküste abzulesenden Profils ist nicht nötig. Es besteht hier nur eine einzige nennenswerte Verwerfung, wo höhere Teile der Bunten Serie am mittleren Teil dieses Formationsabschnittes abgesunken sind. Auch hier ist der Ostflügel abgesunken. Die Schichtenfolge wurde durch Abgehen des Profils im nördlichen Teil dieses Blocks der Bunten Serie nachgeprüft.

Ein Profil, das von hier aus im August 1932 nach dem Innern zu in östlicher Richtung bis zum Bunten Tal aufgenommen wurde (Abb. 29), zeigte den Zusammenhang der am Geologfjord festgestellten Verhältnisse mit den früher im Bereich des Bunten Tales erarbeiteten Ergebnissen.

Steigt man vom Ufer des Geologfjords empor, so passiert man eine gegen Nordost einfallende Schichtenserie, welche die Schichten 6—11 meines Profils umfasst. Die Serie muldet sich langsam nach Nordosten zu ein. Der Tiefpunkt der Mulde ist erreicht etwa am Beginn des Bunten Tales, das wie aus der Karte ersichtlich ist, in seinem allerobersten Teil einen fast NO—SW gerichteten Verlauf besitzt. Ihren weithin sicht-

baren Ausdruck findet die erwähnte Einmuldung in der Steilwand, die sich nordwestlich dieses obersten Endes des Bunten Tales erhebt und die auch noch die höchsten Schichten 13 und 14, die am Geologfjord in diesem Block bereits abgetragen sind, umfasst.

Steigt man von dem 3—400 m hohen Plateau zwischen dem Geologfjord und dem Beginn des Bunten Tales zu dem kesselartig eingetieften Talanfang hinab, so gelangt man sehr bald in den Bereich des Gegenflügels der beschriebenen Mulde, der etwas steiler aufgerichtet ist (Abb. 29). Sehr nahe dem Talende befindet sich ein See (der oberste von den drei grossen Seen im Bereich des Bunten Tales), längs welchem man nun wieder dasselbe Profil wie am Geologfjord, jedoch in umgekehrter Reihenfolge abgeht. Weiter talabwärts nach der Umbiegestelle des Tales zu, gehen die Schichten jedoch bald wieder in eine angenähert horizontale Lagerung über. Der Zusammenhang mit den im Bunten Tal beobachteten Verhältnissen geht klar aus dem Vergleich der beiden Profile

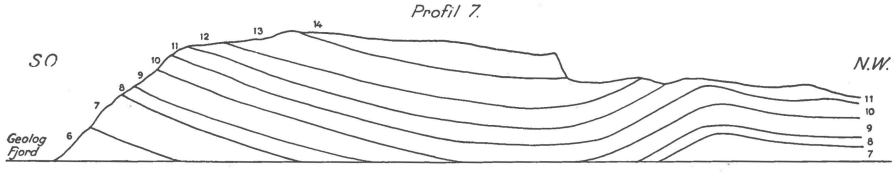


Abb. 29. Profil vom Geologfjord zum obersten Ende des Bunten Tales. Umfasst Schichten der Bunten Serie. (1:60000.)

Abb. 29 und Taf. 2, Fig. 1 hervor, die im rechten Winkel zueinander orientiert sind. Das Profil Taf. 2, Fig. 1 beginnt etwa dort, wo das Profil Abbildung 29 aufhört.

Wir kehren wieder zum Geologfjord zurück und dringen hier weiter in den Fjord ein. Etwa dort, wo der Fjord an seinem obersten Ende in eine etwa nördliche Richtung einbiegt, macht sich wieder ein plötzlicher Wechsel in der Beschaffenheit der Uferberge bemerkbar und zwar gelangt man nunmehr in einen ziemlich gleichförmigen Komplex quarzitischer Gesteine. Auch hier trennt eine Verwerfung die Bunte Serie der mittleren Fjordgegend von den rein quarzitschen Serien des oberen Fjordendes. Die Grenze von Quarzitserie und Bunter Serie liegt an der Ostküste unmittelbar bei der niedrigen Halbinsel, die gegenüber dem grossen Tal, das an der Westseite nördlich des Agardhberges herunterkommt, in den Fjord vorspringt. Auch die Lagerung der Quarzite ist ziemlich gleichförmig. Nach anfänglicher Einmuldung heben sich die Schichten langsam in Richtung auf den Nunatakgletscher hinaus. Die Verhältnisse weiter gletscheraufwärts waren von der Gletscherstirn aus, die am Beginn der Dunkelzeit besucht wurde, nicht zu entziffern.

Die Quarzitserie ist in ihrer Gesamtwirkung nicht ohne Farbkon-

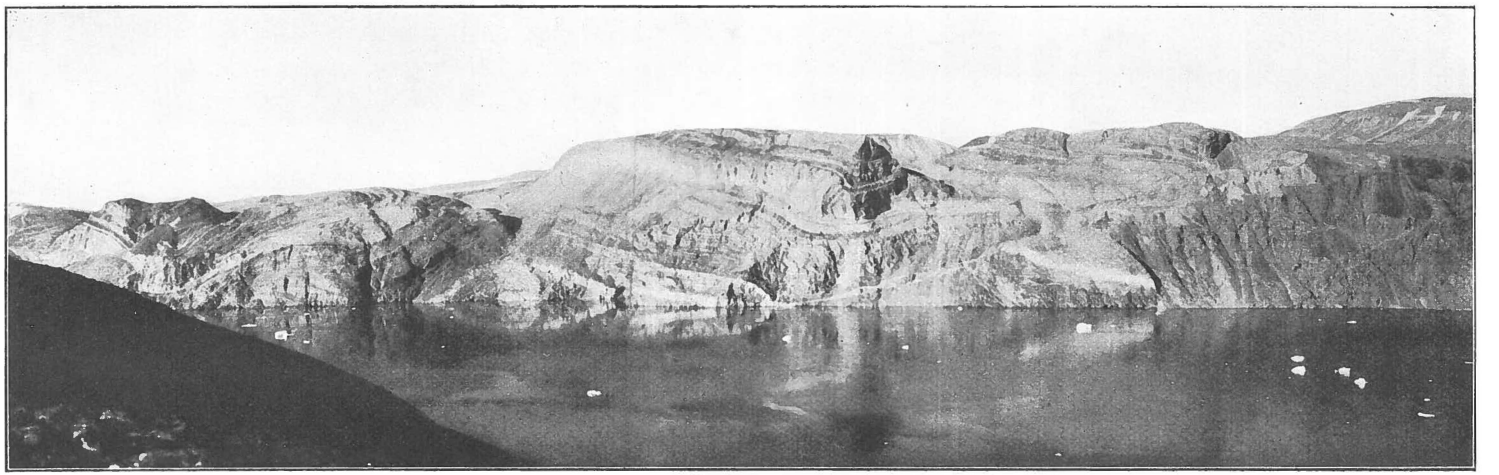


Abb. 30. Blick über den von Bunter Serie aufgebauten mittleren Teil des Westufers des Geologfjordes südlich des Agardhberges, gesehen vom Ostufer aus 400 m Höhe. — August 1932.

traste, im Ganzen doch aber wesentlich unauffälliger gefärbt als die Bunte Serie. Die vorherrschende Farbe ist braun, mit vielen Abschattierungen ins gelbliche und schwärzliche. Diese Farben werden jedoch im Gegensatz zu der Buntheit der Bunten Serie mehr durch Verwitterung als durch die ursprünglichen Farben der Gesteine bedingt. Die vorherrschende Farbe der Gesteine der Quarzitserie in frischem Zustande ist grau bis grauschwarz, stellenweise grünlich.

Schon nach den allgemeinen geologischen Verhältnissen, die im Bereich des Geologfjordes aufgedeckt wurden, konnte man mit ziemlicher Sicherheit annehmen, dass wir hier in der Quarzitserie des oberen Geologfjords das tiefste Glied des ostgrönländischen Präkambriums vor uns haben. Auf das Vorhandensein mächtiger Quarzite an der Basis der Eleonore Bay-Formation hatte ja schon BACKLUND (1930) aufmerksam gemacht. Beweisen liess sich diese Annahme allerdings erst später an einer Stelle, wo der stratigraphische Übergang dieser Quarzitserie in die hangende Bunte Serie der Beobachtung zugänglich ist, nämlich im Kempefjord, wovon noch die Rede sein wird.

Das Profil der Ostseite des Geologfjordes und damit durch den Südteil des Strindberglandes überhaupt bietet uns somit ein sehr typisches Beispiel eines Staffelbruches, in dem von Nordwesten nach Südosten folgende stratigraphische Komplexe nebeneinander zufinden sind:

Ältere Eleonore-Bay-Formation — Mittlere Eleonore-Bay-Formation — Jüngere Eleonore-Bay-Formation — Ordovizium — Devon.

Es liegt also in sehr klarer Weise eine stufenartige Heraushebung der jeweils nordwestlichen Schollenkomplexe vor. Auch in sich sind die einzelnen Schollen z. T. in solcher Weise gegliedert, dass sie sich diesem Bau einpassen.

Der Treppenbruch ist der Grundzug des tektonischen Geschehens auf Strindbergland.

Die Westküste des Geologfjordes.

Die Lagerungsverhältnisse werden teilweise ein wenig unübersichtlicher, sobald wir uns der Westseite des Geologfjordes, der Ostseite von Andréeland zuwenden. Es ist dies das Fjordufer, dessen prachtvolle Faltung schon NATHORST begeisterte. Hier treten nun die schon hervorgehobenen Schwierigkeiten besonders stark hervor, dass nämlich die Faltenaxen sehr spitzwinklig gegen den Fjord ausstreichen. Beim sehr schwach und weitwellig gefalteten Ostufer des Fjordes fiel dieser Umstand weniger störend ins Gewicht. Angesichts der stärkeren Faltung der Schichten auf der Westseite ist es jedoch nicht möglich, die Lagerungsverhältnisse so zur Darstellung zu bringen, wie sie in der zufälligen Projektion auf das Fjordufer erscheinen. Die wahren Lagerungsverhält-

nisse könnten nur durch Ost-West-Profile geklärt werden zu deren Aufnahme man in das Andréeland eindringen müsste, was mir jedoch nicht möglich war. Betrachtet man aber die Verhältnisse auf der Westseite des Geologfjordes von einem erhöhten Standpunkt des gegenüberliegenden Ufers (Abb. 30), so gelangt man doch wenigstens bald zu der Erkenntnis, dass irgendwelche wesentlichen tektonischen Komplikationen auch dort nicht vorliegen.

Keine besonderen Schwierigkeiten bereitet das Profil des Westufers im unteren Teil des Fordes (Taf. 2, Abb. 2). Von Kap Weber her steigen die Schichten des Altpaläozoikums gleichmässig und ungestört in nordwestlicher Richtung an. Die Basis des Kambriums hebt sich unmittelbar beim Tillit-Canyon (s. das Übersichtskärtchen u. das Profil von POULSEN, 1932) gegenüber der Björne-Insel über den Meeresspiegel. Hier hat POULSEN 1929 unmittelbar über den Kalken der oberen Eleonore-Bay-Formationen Tillithorizonte gefunden, auf die noch später eingegangen werden soll.

Die Schichten streichen hier etwa ost-westlich und fallen nach Süden. Folgt man also vom Tillit-Canyon aus der Küste des Fjordes in nordwestlicher Richtung, so schreitet man die Kalk-Dolomit-Serie von oben nach unten ab. Es besteht an dieser Stelle die beste Möglichkeit, die Folge der oberen Kalk-Dolomit-Serie zu untersuchen. Diese Schichten hier, gemeinsam mit dem hangenden Kambro-Ordovizium, bilden die unmittelbare Fortsetzung der Schichten aus dem östlichsten Block der Kalk-Dolomit-Serie auf Strindbergland. Der Zusammenhang ergibt sich aus dem Profil Abb. 32. Die Schichten senken sich von Strindbergland nach Andréeland ziemlich steil hinab, sodass es keineswegs auffällig ist, wenn auf Strindbergland Ordovizium und Kalk-Dolomit-Serie an einer Verwerfung aneinander grenzen, während wir auf Andréeland eine ungestörte Auflagerung des Kambro-Ordoviziums auf der Kalk-Dolomit-Serie beobachten, da das Kambro-Ordovizium über der Kalk-Dolomit-Serie in dem entsprechenden Block auf Strindbergland bereits der Erosion anheimgefallen ist. Die grosse Verwerfung, welche, das Ordovizium auf Strindbergland von der Kalk-Dolomit-Serie trennt, berührt in südlicher Richtung Kap Weber (s. die Karte Taf. 1). Allerdings ist hier die Sprunghöhe geringer als auf Strindbergland. Ihre mögliche südliche Forsetzung auf der Ymerinsel ist noch nicht genügend untersucht.

Beim Tillit Canyon hebt sich, wie erwähnt, die Basis des Cambriums mit dem Tillit heraus. Für die Stratigraphie der Tillithorizonte, sowie der posttillitischen Serien verweise ich auf die Ausführungen von POULSEN (1930, 1932). Die Verhältnisse an der Basis des Tillits, auf die POULSEN nicht näher eingeht, sind nicht leicht zu klären, da starke Schuttbedeckung vorliegt. Als Dachbank der Eleonore Bay-Formation

stellen wir einen stark gepressten dunklen Kalk fest. Dieser ist sekundär geschiefert und gleichzeitig disharmonisch gefältelt, wie namentlich unmittelbar beim Nordende des Deltas des Tillit-Canyon sehr gut zu sehen ist. Wie fast alle Kalke der Kalk-Dolomit-Serie ist er reich an tonigen Beimengungen.

Die direkte Auflagerungsfläche des Tillits auf diesem Kalk ist hier am Tillit Canyon nirgends aufgeschlossen. An einer Stelle trifft man im unmittelbaren Liegenden des untersten Tillithorizonts grünliche, sehr bröckelige Schiefertone, anderwärts sehr harte, glänzende Quarzite. Es liegt nahe, anzunehmen, dass diese Schiefer und Quarzite bereits dem mit dem Tillit beginnenden neuen kambro-ordovizischen Sedimentationszyklus einzugliedern sind. Die — bei einer Tillitnatur der basalen Sedimente ja zu fordernde — ungleichmässige, auf kurze Entfernungen wechselnde Natur der Sedimente wird hierdurch beleuchtet.

Auffallend ist hier, wie an andern Lokalitäten derselben stratigraphischen Position, das gänzliche Fehlen von Anzeichen irgend einer subkambrischen Vulkantätigkeit, wie sie Backlund in Gestalt von Quarzkeratophyren, Keratophyren, Spiliten und Albitdiabasen aus dem Gebiet des inneren Moschusochsenfjordes (Sederholmberg, Högbomberg, Ramsayberg, La Cour-Berg) beschreibt. Die Hoffnung Backlund's (1932, S. 56), dass sich die Korrelate dieser Effusiva »innerhalb der obersten karbonatischen Anteile der subkambrischen Sedimente«, d. h. also in den obersten Horizonten der Kalk-Dolomit-Serie, würden nachweisen lassen, hat sich bis jetzt nicht erfüllt. Die erwähnten grünlichen Schiefertone an der Basis des Tillits erweisen sich auch bei mikroskopischer Prüfung als einwandfreie Tone terrigener Herkunft ohne eine Spur tuffitischer Beimengungen.

Über die Natur des Tillits selbst kann kaum ein Zweifel bestehen. Ein Vergleich mit Proben des südafrikanischen Dwykatillits zeigte eine so weitgehende Übereinstimmung zwischen diesen beiden räumlich und zeitlich so weit auseinanderliegenden Ablagerungen, dass bei oberflächlicher Betrachtung von Handstücken der beiden Formationen der Eindruck entstehen konnte, dieselben seien an derselben Stelle geschlagen worden!

Der als Basis des Tillits erwähnte dunkle Kalk ist in seinem oberen Teil stark tonig verunreinigt, wird nach unten zu reiner und ist hier mit zahlreichen weissen Kalzitadern durchsetzt. Aus der Entfernung erscheint dieser untere Teil recht massig abgesondert zu sein, er ist aber ebenfalls dünnbankig und ebenso gefältelt wie der obere.

Es soll nun das Profil nördlich des Tillit-Canyon beschrieben werden, soweit es längs der Küste begangen werden konnte. Es ist dies das typische Profil des obersten Teiles der Kalk-Dolomit-Serie. Unter dem dunklen Kalk folgen graue, gelblich verwitternde Dolomite.

In dieser Serie wechseln harte, splitterige Bänke, mit scherbigen, tonschieferartigen, zu feinem Grus zerfallenden Lagen ab. Auch hier finden wir starke disharmonische Fältelung. Mächtigkeit etwa 40 m.

Darunter folgt ein sehr merkwürdiges Gestein. Es handelt sich um einen brecciösen Dolomit von ca. 30 m Mächtigkeit. Die Zwischenräume zwischen den Bruchstücken des primären Dolomits sind durch einen kristallinen Dolomit ausgefüllt. Genau der gleiche Horizont wurde innerhalb der Kalk-Dolomit-Serie an der Südseite des Bunten Tales gefunden. Die Entstehungsgeschichte dieses Gesteins ist noch nicht genauer untersucht.

Darunter finden wir 150 m eines schwarzen, stark gepressten, stellenweise schiefrig deformierten Kalkes mit zahlreichen Kalzitadern, dem im oberen Teil zwei hellgraue Dolomitbänke eingelagert sind. An der Basis findet sich ebenfalls eine hell verwitternde Bank grauen Dolomits. Unter dieser Bank folgt ein schwarzer oolithischer Kalk. Dies ist die oberste oolithische Bank der Kalk-Dolomit-Serie an dieser Stelle, die also fast 300 m unter dem Dach der Formation liegt. Von hier ab abwärts findet man die regelmässige Abfolge von dunklen, meist oolithischen Kalken und helleren, meist algenführenden Dolomiten, die überall so kennzeichnend für die Kalk-Dolomit-Serie zu sein pflegt.

Die Schichten der Kalk-Dolomit-Serie lassen sich in ungestörter Lagerung nördlich des Tillit-Canyon verfolgen. Dort wo der Fjord aus der anfänglich nordwestlichen zum ersten Male in eine nord-südliche Richtung abbiegt, mündet ein grosses von Westen kommendes Tal in den Fjord. Es konnte nicht mit Sicherheit ergründet werden, ob dieses Tal einer Verwerfung folgt. Die Lagerungsverhältnisse sprechen mehr für einen ungestörten oder doch nicht wesentlich gestörten Zusammenhang der Schichten nördlich und südlich dieses Tales.

Deutlich erkennbare Störungen stellen sich erst mit Annäherung an den zweiten Knick des Geologfjordes ein, wo der Fjord wieder eine nordwestliche Richtung nimmt. Dieser Knick ist am westlichen Ufer durch eine Art Vorgebirge markiert, welches aus Gesteinen der Bunten Serie aufgebaut wird. Südlich dieses Vorgebirges erstreckt sich ein west-östlich gerichtetes Tal, längs dessen man vom Fjord aus weit in das Land hineinblicken kann. An der Südseite dieses Tales gibt es horizontal lagernde bunt gefärbte Schichten (s. Taf. 2, Abb. 2): An der Basis braune gebankte Schichten, überlagert von einer gelblichen Bank; darüber plattige rote und gelbe Schichten, eine dunkle Lage und eine gelbliche Lage. Da dieses Vorkommen leider nicht besucht werden konnte, so soll hier über die stratigraphische Stellung dieser kleinen Serie kein Urteil abgegeben werden. Diese Schichten nehmen auch nur eine kurze Küstenstrecke ein. Südlich daran schliessen sich nach einer Verwerfung wieder unzweifelhafte Vertreter der Kalk-Dolomit-Serie in einer schwach

gesattelten Scholle an, in deren Kern dieselben bunt gefärbten Schichten sichtbar werden die wir soeben nördlich der letzterwähnten Verwerfung (an der Südseite des Tales) beschrieben haben. Eine ganze Reihe von Verwerfungen sehr geringer Sprunghöhe ist hier zu beobachten.

Diese Sattelscholle wird südlich wiederum durch eine Verwerfung abgeschnitten und wir stehen dann am Nordende der ungestörten präkambrisch-kambroordovizischen Schichtenfolge, welcher in umgekehrter Richtung bereits von Kap Weber her verfolgt worden ist.

Es wird hieraus ersichtlich, dass der südliche Teil des Westufers

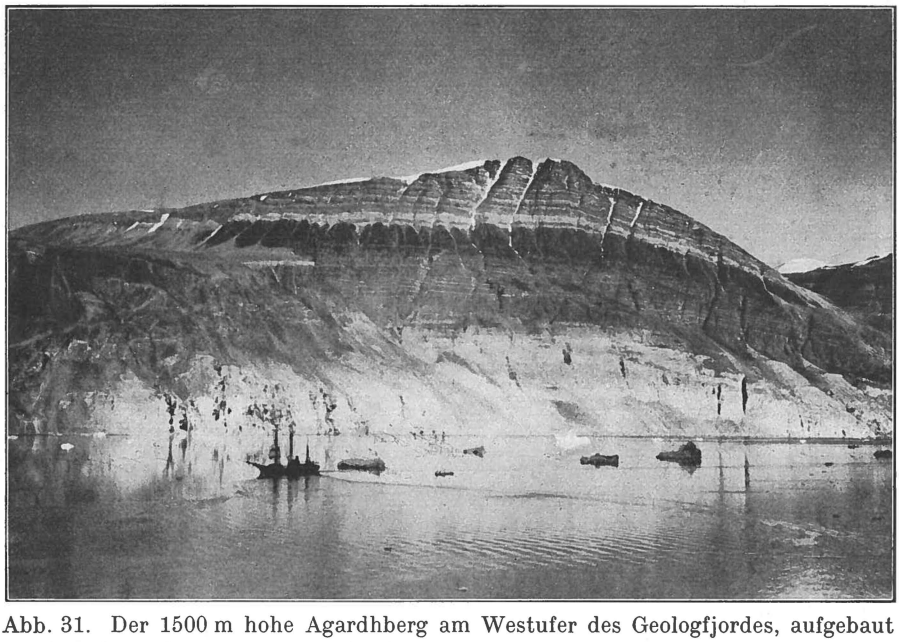


Abb. 31. Der 1500 m hohe Agardhberg am Westufer des Geologfjordes, aufgebaut aus Schichten der Quarzitserie. (Aufnahme unmittelbar anschliessend an die rechte Seite der Abb. 30, jedoch von etwas anderen Standpunkt. — August 1932.)

des Geologfjordes der geologischen Interpretation noch keine wesentlichen Schwierigkeiten entgegensetzt. Das Fehlen von Faltung erleichtert hier, wie am gesamten Ostufer, die Übersicht.

Diese Verhältnisse ändern sich mit Eintritt in die nordwestlich gelegenen Schollen, deren Beginn an dem zweiten Knie des Geologfjordes bereits festgestellt wurde. Nördlich des grossen Tales, welches südlich dieses Knies gelegen ist, setzt sofort eine etwas lebhaftere Faltung ein (Abb. 30), die für den gesamten Rest der Westküste des Geologfjordes in seinem inneren Teile charakteristisch bleibt. Infolge der bereits erwähnten Tatsache, dass die Axen dieser im Übrigen lehrbuchmässig schönen Falten sehr schräg gegen den Fjord ausstreichen, sowie wegen der auf Grund der verschiedenen Widerstandfähigkeit der einzelnen Schichten

der Bunten Serie recht ungleichmässigen Abtragung an den Uferhängen ist es unmöglich, die Lagerungsverhältnisse beim Vorbeifahren vom Fjord aus zu analysieren. Man kann dann sehr leicht den Eindruck grosser tektonischer Komplikationen erhalten, die in Wirklichkeit nicht vorhanden sind.

Erst von den Höhen des gegenüberliegenden östlichen Fjordufers kann man einen etwas klareren Überblick über die Faltungsverhältnisse der Westseite erhalten.

Erst am Nordwestrande dieser Scholle treffen wir wieder auf ruhigere Verhältnisse, wo die Schichten in eine fast horizontale Lagerung übergehen. Auch die Schichten der daran sich schliessenden innersten Scholle, welche die Gesteine der Quarzitserie umfasst, sind scheinbar zunächst annähernd horizontal gelagert (Abb. 31 des Agardhberges). Hier unterliegt man aber in sofern einer Täuschung, als das Ost-West-Profil des Agardhberges einen Schnitt durch einen Muldenkern enthüllt. Der steil aufgerichtete Westflügel der Mulde ist an der Nordwand des Agardhberges sichtbar. Die Muldenaxe kreuzt das Fjordufer an der Mündung des grossen Tales nördlich des Agardhberges. Da längs des Ufers nördlich dieses Tales der steile östliche Muldenflügel in spitzem Winkel gegen den Fjord ausstreicht, so beobachten wir hier ein starke Steilstellung der Quarzitschichten, der erst nahe dem Nunatakgletscher am oberen Ende des Fjordes wieder eine Umbiegung zu flacherer Lagerung folgt.

Hier am Gletscher tritt unter den Quarziten ein Granit auf, wie eine Exkursion in der Nähe der Gletscherstirn zeigte. Der Granit bildet an der westlichen Gletscherfront einen bemerkenswerten, doch kaum mehr als 100 m hohen Hügel, jedoch liegt das Dach des Granits an den westlichen Berghängen etwas höher. Es handelt sich um einen sehr typischen Zweiglimmergranit.

Obwohl der Kontakt des Granits gegen die Quarzite wegen ungünstiger Witterungsverhältnisse und schlechter Aufschlüsse nicht näher untersucht werden konnte, so scheint doch soviel sicher zu sein, dass der Granit jünger ist als die Quarzite, also nicht das normale Liegende derselben vorstellt. Er scheint beim seinem Empordringen die Sedimentdecke leicht gehoben zu haben, da man deutlich sehen kann, wie die Quarzitschichten sich in der Nähe des Granits emporwölben. Dasselbe ist auch in der Nähe eines sehr viel kleineren Granitaufschlusses der Fall, der etwas südlich der Gletscherstirn am Westufer besucht werden konnte. Auf das Ostufer des Fjordes greift der Granit nicht mehr über. Auffallend ist es, dass ein bemerkenswerter kontaktmetamorpher Einfluss des Granits sich hier nicht bemerkbar macht. Jedenfalls ist der Kontakthof sicher sehr unbedeutend.

Proben des Quarzits aus der unmittelbaren Nähe des Granits zeigen Glimmerneubildung, jedoch kann auch diese Zone nicht sehr mächtig

sein, da man bereits in geringer Entfernung von dem Granitvorkommen gänzlich unveränderte Quarzitschichten antrifft.

Das Vorkommen dieses Granits am Nunatakgletscher, so unvollkommen es bisher auch untersucht ist, hat nicht nur rein örtliche Bedeutung, sondern gewinnt darüber hinaus auch ein bedeutendes Allgemeininteresse im Zusammenhang mit den in den südlichen Fjorden stellenweise an die Sediment-Gneiss-Grenze gebundenen Granitintrusionen, wovon noch später die Rede sein soll.

Die Tatsache, dass wir beim Überschreiten des Geologfjordes in südwestlicher Richtung teilweise — soweit wenigstens die westlichen Schollen in Betracht kommen — in Gebiete stärkerer Faltung geraten, ist von allgemeiner Bedeutung insofern, als von hier ab südwärts nun überhaupt das Gebiet beginnt, in dem Faltung für den Bau des prädevonischen Gebirges bedeutsam ist. Ein zusammenhängender Faltungsbau kommt allerdings erst südlich des Teufelsschlosses zu voller Ausbildung. Im Innern von Andréeland scheint Faltung noch nicht so vorherrschend zu sein, wie es einige Profile am Geologfjord nahelegen könnten.

An der Südseite von Andréeland westlich von Kap Weber findet man zunächst dieselbe Schichtenfolge in ähnlicher Lagerung wie nördlich dieses Kaps. Die Schichten steigen gleichmässig in die Höhe, sodass hier noch einmal die gesamte kambro-ordovizische Schichtenfolge abgegangen werden kann. In der Nähe des grossen Tales, welches ca. 10 km westlich von Kap Weber gelegen ist, treten dann, wie zu erwarten, die Schichten der Kalk-Dolomit-Serie zutage, welche auch ausschliesslich an dem Aufbau des Hanges der Ostseite dieses Tales beteiligt sind. Wegen der zu erwartenden Identität mit dem Profil nördlich von Kap Weber ist dieses Profil westlich von Kap Weber nicht näher untersucht worden, da wesentlich neue Gesichtspunkte hier nicht zu erwarten waren.

Die Nordseite der Ymerinsel östlich von Kap Petersen.

Bereits L. Koch erkannte an der Nordseite der Ymerinsel das Vorhandensein kambrischer Schichten, wie auf seiner geologischen Karte zum Ausdruck kommt. Südlich von Kap Weber liegt das Devon augenscheinlich diskordant über älteren Kalken. Es hat nicht den Anschein, als ob hier eine Verwerfung des Devons gegen die älteren Schichten vorliegt.

Unter dem Devon und westlich davon lagert eine Kalkserie von grosser Gleichförmigkeit, welche steile Felsen bildet, die ziemlich nahe an den Fjord herantreten. Nur im östlichen Teil dieses Gebiets nahe dem Devonrande erkennt man von Ferne stark gefärbte Schichten in einer

Farbenfolge, wie sie für den unteren Teil des Kambrium kennzeichnend ist.

Eine Begehung der Küste gab hier folgendes Bild: Unmittelbar am Ufer und in dem unteren Teil der Uferhänge finden sich folgende Formationen:

Bastion-Formation
Spiral-Creek-Formation
Tillite-Canyon-Formation
Cape-Oswald-Tillit
Oberste Horizonte der Kalk-Dolomit-Serie.

Die Schichten streichen hier etwa N—S und fallen nach Osten. Der oberste aufgeschlossene Teil der Kalk-Dolomit-Serie gleicht völlig dem am Geologfjord: Zuoberst dünnbankige, schwarze Kalke, ebenfalls stark disharmonisch gefältelt und darunter grünliche, gelbliche und graue dünnplattige Dolomite, die hier ganz besonders stark disharmonisch gefaltet sind. Die Mobilität des Materials hat hier die Herausbildung von Pilzfalten und Verquetschungen aller Art innerhalb dieses Horizontes ermöglicht.

Über den erwähnten dunklen Kalken lagert ein Tillit von bräunlicher bis rotbrauner Farbe. Die direkte Auflagerung des Tillits auf den Kalk der Eleonore-Bay-Formation konnte hier nicht beobachtet werden. Zwischen Tillit und Kalk fliesst hier ein Gletscher herab, der fast zum Meeresniveau herabreicht. Dieser Gletscher regeneriert in etwa 500 m Meereshöhe aus dem Eis einer Hochlandeiskappe, das in 8—900 m Höhe an einer Steilwand abbricht. Der Gletscher verschwindet fast gänzlich unter einer dicken Moränendecke und ist auch stark mit Grundmoräne durchtränkt. Den östlichen Rand des Gletschertales bildet eine fast 100 m hohe Steilwand, welche aus dem erwähnten Tillit besteht. Der Tillit zieht sich dann noch auf eine Gesamterstreckung von etwa $1^1/_2$ km an der Küste hin und mag eine Gesamtmächtigkeit von etwa 300 m haben. Seine unteren Teile sind an der beschriebenen Steilwand zugänglich, doch habe ich diese nicht besuchen können. Die oberen Partieen des Tillits enthalten neben reichlich vorhandenen Vertretern der Kalk-Dolomit-Serie auch zahlreiche kristalline Geschiebe. Auch hier, wie anderwärts, geht die Grösse der Geschiebe selten über 50 cm hinaus. Auch eine solche Grösse wird nur in wenigen Fällen erreicht.

Über dem Tillit lagert, wie zu erwarten, die tonig-schiefrig ausgebildete Tillit-Canyon-Formation, über der wiederum die Spiral-Creek-Formation zu finden ist, welche auch hier an ihren Steinsalzpseudomorphosen kenntlich ist. Allerdings sind die Pseudomorphosen hier nicht so zahlreich, auch habe ich keine so schön und regelmässig ausgebildeten Exemplare gefunden wie auf der Strindberghalbinsel.

Auch den unteren fossilleeren Teil der nächstfolgenden Bastion-Formation trifft man hier noch an der Küste an. Es ist möglich, dass an einigen Stellen weiter oben am Hang auch noch der obere fossilführende Teil dieser Stufe vorhanden ist, was jedoch nicht durch Funde belegt werden konnte.

Nach Osten ist dieses hier beschriebene Gebiet durch eine N—S streichende Verwerfung abgeschnitten. Jenseits dieser Verwerfung folgen dann dunkle Kalke, die wahrscheinlich präkambrisch sind, obwohl allerdings auch ein altpaläozoisches Alter nicht ausgeschlossen, wenn auch nicht wahrscheinlich erscheint. Über diesem Kalk folgt das Björne-Ø-Konglomerat von demselben Typus, in dem es auf der Strindberghalbinsel auftritt. Die Verhältnisse weiter nach dem Devonrande zu konnten nicht untersucht werden.

Diese hier beschriebene präkambrisch-kambrische Schichtenfolge hat garnichts zu tun mit den Kalken, die die steilen Wände der Ymerinsel hier und westlich hiervon aufbauen. Näheres Studium der Gegend zeigt, dass das kleine Gebiet, welches die beschriebenen Horizonte von der obersten Kalk-Dolomit-Serie bis zur Bastion-Formation umfasst, mit einer etwa Ost—West verlaufenden Verwerfung gegen die südlich anstossenden mächtigen einförmigen Kalke abgegrenzt ist. Es dürfte ziemlich gesichert sein, dass wir es hier mit Kalken aus dem Ozarkium bis Ordovizium zu tun haben, obwohl diese Auffassung einstweilen noch nicht durch Fossilfunde belegt werden kann. Die ganze Kalkfolge ähnelt in ihrem petrographischen Habitus sehr den Kalken, welche den Bastionfelsen auf der Ellainsel aufbauen und unterscheidet sich durch ihre grosse Einheitlichkeit von den gestreiften Paketen der Kalk-Dolomit-Serie der Eleonore Bay-Formation, für die immer und überall ein Wechsel von hellem Dolomit und dunklem Kalk kennzeichnend ist. Zukünftige Untersuchungen werden zweifellos zur Aufdeckung weiterer ozarkischer bis ordovizischer Fossilfundpunkte an dieser Stelle der Ymerinsel führen. Wenn auch die Felswände der Insel selbst nicht zugänglich sind, so dürfte doch die Suche nach Fossilien auf den Schutthalden erfolgreich sein.

Eine ähnliche, wenn auch kleinere Kulisse kambrischer Gesteine, welche Schichten von der Tillit-Serie bis zur Bastion-Formation umfasst, befindet sich einige Kilometer westlich des beschriebenen Gebiets. Auch sie ist durch eine nahe der Küste und parallel zu ihr streichende Verwerfung an den jüngeren, das Hauptkliff bildenden Kalken abgesetzt.

Das Kambrium mit der z. T. noch sichtbar erhaltenen Unterlage der Kalk-Dolomit-Serie stellt hier an der Nordseite der Ymerinsel das Südende der Scholle dar, zu der die Serie des westlichsten Endes der Halbinsel zwischen Franz Joseph-Fjord und Geologfjord gehören, also des Gebietes westlich und nördlich von Kap Weber, das vorher besprochen

wurde und dessen Zusammenhang mit den tektonischen Elemente auf Strindbergland bereits Gegenstand der Erörterung war. Es ist also möglich, innerhalb dieser Scholle ein ungestörtes Profil von der Ymerinsel über Andréeland zum Strindberglande zu verfolgen (Abb. 32). Hierdurch bekommen wir einen Einblick in den organischen Zusammenhang der verschiedenen Schichtenpakete, die an den einzelnen Fjordufern aufgeschlossen sind. Es zeigt sich nunmehr auch, dass wir mit der Existenz von Faltenverbiegungen zu rechnen haben, die im Streichen der grösseren tektonischen Axen liegen, sodass eine Art Faltenvergitterung — wenn auch schwachen Ausmasses — vorliegt.

Über die südliche Fortsetzung des Gebietes der ozarkisch-ordovizi-

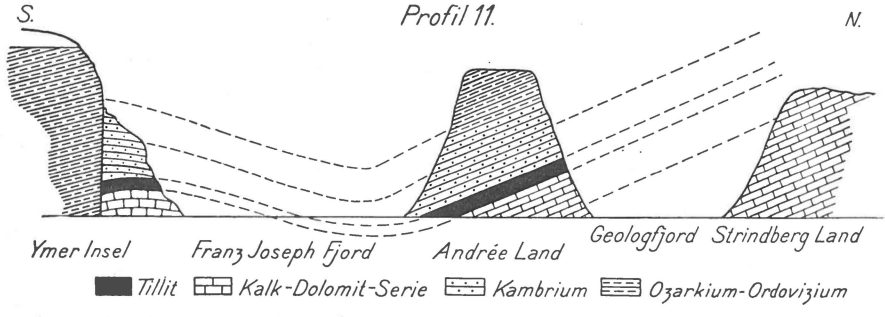


Abb. 32. Ein Profil von der Ymer-Insel über Andrée-Land zum Strindberg-Land. (1:250000.)

schen Kalke, die an der Nordküste der Ymerinsel gefunden wurden, ist bis jetzt noch nichts bekannt. Hier müssten Untersuchungen vom Noahsee (östlich der Blomsterbucht) und vom Inneren des Dusenfjordes aus einsetzen. Da L. KOCH das Vorhandensein von Cambro-Ordovizium von der Südseite der Ymerinsel am Mt. Angelin berichtet, scheint die Möglichkeit vorzuliegen, dass ein Streifen altpaläozoischer Gesteine die gesamte Ymerinsel in nord-südlicher Richtung durchsetzt.

Die Nordwestseite der Eleonorebucht.

In der Eleonorebucht befindet man sich gewissermassen im klassischen Gebiet des ostgrönländischen Präkambriums. Von hier wurden erstmalig präkambrischen Gesteine durch die deutsche Koldewey-Expedition heimgebracht, von dieser Stelle leitete L. KOCH den Namen Eleonore-Bay-Formation ab, nachdem er das präkambrische Alter dieses Komplexes erkennt hatte.

In der Tat finden wir in der Eleonorebucht und in ihrer weiteren Umgebung Vertreter sämtlicher Stufen des Präkambriums vor, wenn auch hier noch durch Verwerfungen so gegeneinander abgesetzt, dass

eine einwandfreie stratigraphische Gliegerung noch nicht glücken kann. Aber auch in tektonischer Beziehung nimmt die Eleonorebucht eine besondere Stellung ein. Bis hierher reicht von Norden her das Bruchschollengebirge, dessen nördlichste Ausläufer wir in Payerland erkannten und in dessen einzelnen Schollen bereits im Bereich des Geologfjordes Faltung festgestellt werden kann. Die Zunahme der Faltungsintensität nach Süden hin bringt es mit sich, dass nunmehr im Bereich der Eleonorebucht das Bruchschollenland von einem Bruchfaltengebirge abgelöst wird. Südlich der Eleonorebucht wird es möglich, in den Lagerungsverhältnissen der präkaledonischen Sedimente einen Faltenbau zu erkennen, der zwar durch eine Vergitterung verschiedener Verwerfungssysteme gelegentlich etwas verwischt, doch niemals vernichtet wird.

Der grösste Teil der Nordwestseite der Eleonorebucht wird eingefasst von einem ziemlich einheitlich nach Nordosten einfallenden Schichtenpaket, welches den mittleren Teil der Eleonore Bay-Formation umfasst. An der Westseite des grossen Tales westlich von Kap Weber liegen die Schichten noch recht flach. Sie bilden dann nach Westen zu eine recht schwache Antiklinale und steigen darauf langsam und gleichmässig in südwestlicher Richtung empor. Die hangenden Schichten streichen am Kamm der Uferberge aus und im Meeresniveau tauchen die liegenden Schichten allmählich hervor. Über die Schichtenfolge kann keinerlei Zweifel entstehen. Sie ist genau dieselbe, wie die der Bunten Serie auf Strindbergland und im Geologfjord.

Es war nicht mit Sicherheit zu ergründen, ob im Bereich des genannten grossen Tales, welches diese Serie von dem Paket bei Kap Weber trennt, eine Verwerfung zu suchen ist. Der allgemeine tektonische Bau von Andréeland macht dies jedoch wahrscheinlich.

Mit diesem Küstenprofil stehen wir am Südende der Scholle, die grössere Teile des zentralen Strindberglandes einnimmt — wir begegneten ihr bereits im Bereich des Bunten Tales — und die dann im mittleren Geologfjord angeschnitten ist. Es beginnt sich nunmehr ein Bau vorzuzeichnen, der im weiteren Verfolg der Untersuchungen der Lagerungsverhältnisse nach Süden hin noch deutlicher hervortreten wird und der von hier ab südlich massgebend für den tektonischen Grossbau wird.

Nach Westen, nach der Mitte der Eleonorebucht zu, heben sich an der Basis des Schichtenkomplexes, der zunächst aus den bunt gestreiften Zonen 4—14 der Bunten Serie besteht, mit Annäherung an das Teufelsschloss einförmig graue und schmutzig-grüne Schichten (Quarzite) heraus, die bald eine ziemliche Höhe gewinnen und am südwestlichen Ende des Profils eine weitgespannte, schwach gewölbte Antiklinale bilden (Abb. 33). Es ist jedoch notwendig, sich zur Erkenntnis dieser Lagerung

im westlichen Teil der Eleonore-Bucht an das unmittelbar an der Fjordküste zu erkennende Profil zu halten. Die Bergmassive im Innern, nördlich des Teufelsschlosses, gehören nicht in diesen Schichtenverband hinein, sondern stellen das Südende der westlichsten, die Mt. Agardh-Serie umfassenden Scholle an, die im Innern des Geologfjordes angetroffen wurde.

Ohne jede Schwierigkeit kann man ein Parallelisierung der Schichtenfolge an der Nordwestseite der Eleonorebucht mit derjenigen des Teufelsschlosses durchführen (Abb. 33). Auch das Teufelsschloss ist, wenigstens in seinen oberen Teilen, aus den Schichten der Bunten Serie aufgebaut, allerdings handelt es sich hier nur um die untere Hälfte dieser Abteilung.

Die ganze breite Basis des Teufelsschlosses besteht aus grauen

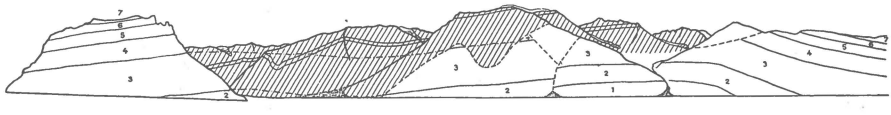


Abb. 33. Panorama der Eleonore-Bucht, gesehen von Kap Petersen auf der Ymer-Insel. Links das Teufelsschloss aus Bunter Serie bestehend. Fortsetzung der Schichten vom Teufelsschloss nach der Nordwestseite der Eleonore Bucht (rechte Bildhälfte). Im Hintergrund mit schräger Schraffur die Massive der Quarzitserie. Dazwischen eine schräg ins Bild laufende saigere Verwerfung.

und bläulich-grauen bis grünlichen, z. T. bräunlich bis olivfarben verwitternden, teils feinkörnigen, teils grobkörnigen Quarziten, die bankig oder plattig abgesondert sind. Im Hauptkomplex des Teufelsschlosses liegen die Schichten ziemlich flach und fallen nur ganz wenig nach Westen ein. Am äussersten Nordost- und Ostrande der Basis des Teufelsschlosses treten noch bankige Quarzite von mehr hell-brauner Farbe heraus. Ein Vergleich mit der Schichtenfolge an der Nordwestseite der Eleonorebucht lässt sofort diese helleren Quarzite auch dort wiedererkennen, wo sie, entsprechend den Verhältnissen am Teufelsschloss, ebenfalls unter Schichten von dunklerer Färbung lagern. Der genannte helle Quarzit weist übrigens schwache Kreuzschichtung auf.

Unter diesen helleren Quarziten, als deren Basis man eine weithin sichtbare Quarzitbank annehmen kann, folgen nun wieder dunkler verwitternde Gesteine. Es handelt sich hier um ziemlich dichte, feinkörnige Quarzite von bläulicher bis dunkelgrünlicher Färbung mit einer rostbraunen, bisweilen ins dunkelgelbliche gehende Verwitterungsrinde. Stellenweise ist Kreuzschichtung erkennbar. Unterbrochen wird diese Abteilung von einigen helleren Quarzitbänken, die auch auf grössere Entfernung hin unterscheidbar sind.

Die Schichtenfolge des Teufelsschlosses in seinem oberen Teil um-

fasst die Zonen 4—7. Weithin kenntlich sind die hellen und dunklen gebankten Quarzite der Zone 4, die mit zwei sehr mächtigen hellen Quarzitbänken an der Basis beginnt und sich dann in einer Wechsellagerung weniger mächtiger heller und dunklerer (grünlichgrauer) Quarzitbänke fortsetzt, wobei die hellen Bänke nach oben zu an Häufigkeit abnehmen. Darüber folgen die plattigen Quarzite von 5, zunächst dunkelrot gefärbt, nach oben mit plattigen grünlichen Quarziten abschliessend. Es folgt hierauf der violett gefärbte scherbige Quarzit der Schicht 6 mit der hellen Bank an der Basis. In Resten auf der Hochfläche der Teufelsschlosses ist schliesslich noch der plattige rote Quarzit von 7 zu beobachten.

In dieser Abfolge, die den unteren Teil des Normalprofils der Bunten Serie darstellt, ist unschwer der untere Teil der Schichtenfolge an der Nordseite der Eleonorebucht zu erkennen. Die Parallelisierung kann vollständig durchgeführt werden. Auch der Zusammenhang der Lagerungsverhältnisse ist ganz eindeutig und einfach (Abb. 33).

Wie schon angedeutet, haben die Bergmassive nördlich des Teufelsschlosses eine andere Stratigraphie. Sie sind anders einzustufen, als die soeben besprochenen Schichten vom Teufelsschloss und von der Nordseite der Eleonorebucht. Schon von weitem fällt die Ähnlichkeit dieser Serien mit den Schichten der Quarzitserie im inneren Geologfjord beim Agardhberg auf. Leider konnte eine genauere Begehung dieser Massive nördlich des Teufelsschlosses nicht durchgeführt werden, da die Schutthalden sehr gross und die höheren Berghänge sehr steil und unzugänglich sind. Für ein weiteres Eindringen in die grossen Täler stand nicht genügend Zeit zur Verfügung. Ich musste mich auf eine Durchmusterung der Gesteine der Schutthalden der Berge nördlich des Teufelsschlosses beschränken. Das ausschliessliche Gestein ist Quarzit. Ich beobachtete folgende Typen: grobkörnige graue, grünliche und rosafarbene Quarzite, die offenbar aus dickgebankten Zonen stammten; dann feinkörnige und feinschichtige dunkle Quarzite und Quarzite mit sekundärem Pyrit. Es zeigt sich hier dieselbe Mannigfaltigkeit der Quarzite (bei innerhalb gewisser Grenzen doch gleichförmigem Habitus), wie sie überall gerade für die tiefste Abteilung des sedimentären Präkambriums sehr charakteristisch ist. Es darf somit in keiner Weise einem Zweifel unterliegen, dass wir es hier nördlich des Teufelsschlosses mit der Fortsetzung der im Innern des Geologfjordes angetroffenen Zonen zu tun haben. Wir befinden uns hier am Südende der westlichsten aus Gesteinen der tiefsten Eleonore-Bay-Formation bestehenden Scholle, deren Vorhandensein im Bereich des inneren Geologfjordes erkannt wurde.

Es bleibt nun noch zu klären, in welchem tektonischen Zusammenhang diese Quarzitzone hier mit der Schichtenfolge steht, die wir vom

Teufelsschloss und vor der Nordwest- und Nordseite der Eleonorebucht beschrieben haben.

Wenn wir das Massiv unmittelbar nördlich des Teufelsschlosses betrachten, so ist festzustellen, dass dieses in seinem oberen Teil aus Schichten der Quarzitserie besteht. An Hand einer auffallend hellen Quarzitbank (a auf dem Panorama Abb. 33) kann man die Schichten dieses Massivs stratigraphisch mit denen der westlich und nördlich davon gelegenen Berge in Zusammenhang bringen. Die Lagerung lässt, wie ersichtlich, grössere Störung vermissen. Verwerfungen scheinen innerhalb dieses Komplexes nicht zu existieren (ähnlich wie auch am Nunatakgletscher). Im unteren Teil des Hanges des erwähnten Massivs finden wir dagegen die früher besprochenen Äquivalente der basalen Serie des Teufelsschlosses, also ganz sicher viel jüngere Schichten, die in das unmittelbare Liegende der Bunten Serie gehören. Es besteht gar keine Möglichkeit, an eine normale stratigraphische Auflagerung der oben am Berge anstehenden Quarzite auf die an der Basis anstehenden Schichten zu denken.

Grundsätzlich möglich wäre ein Aufschiebung der älteren über die jüngeren Quarzite. Die Schubrichtung müsste in diesem Falle eine östliche sein und die Grenzfläche beider Serien nach Westen einfallen. Die genauere Betrachtung lehrt jedoch, dass auch diese Möglichkeit nicht in Frage kommt.

Die in den unteren Partieen des Hanges anstehenden Schichten keilen nähmlich nach SW zu langsam aus. Dieses Bild ist nur so zu deuten, dass die jüngeren Schichten an einer annähernd saigeren Verwerfung gegen die dahinter liegenden älteren absetzen (s. Abb. 34, auf der auch der Zusammenhang zwischen der N.-Seite der Eleonorebucht mit den Lagerungsverhältnissen bei Kap Petersen zum Ausdruck kommt), einer Verwerfung, die spitzwinklig gegen das Ufer herauskommt und deren Ausstreichen am Hang recht deutlich zu verfolgen ist. Es war indessen nicht möglich, diese Verwerfung selbst aufzusuchen, da die oberen Teile der Hänge ziemlich unzugänglich und die unteren Partieen mit einem Schuttmantel bedeckt sind. Man kann indessen an einigen Stellen diese Verwerfung sehr deutlich vom Ufer aus erkennen. Es handelt sich also auch hier wieder um eine der Kulissen, wie sie in dem hier behandelten Gebiet so häufig sind. Ihre Entstehung ist überall die gleiche: Verwerfungen von bedeutender Sprunghöhe streichen in unmittelbarer Nähe von Fjorden oder Tälern parallel oder spitzwinklig zu deren Ufern oder Seiten. Da die Herausbildung der Fjorde mit den Verwerfungen in so gut wie gar keinem Zusammenhang gestanden hat, so kommt es immer wieder vor, dass wir finden, dass die fjordnahen Hänge aus ganz anderem geologischen Material bestehen als die dahinter liegenden Berge des Inlandes. Diese »Kulissentektonik« bedeutet eine nicht unbeträchtliche Er-

schwerung der praktischen Aufnahmetätigkeit. Mit ihrem Vorhandensein muss man an allen noch schlecht untersuchten Stellen rechnen, mögen die Fjordprofile auch noch so klar erscheinen.

In der Randzone der östlichen Scholle, deren Gesteine den unteren Teil des Hanges im Gebiet nördlich des Teufelsschlosses bilden, gibt es — was nicht Wunder nimmt — in der Nachbarschaft der Hauptverwerfung einige kleinere Randstörungen, wie sie ganz schematisch auch auf dem Panorama Abb. 33 angedeutet sind. Es ist nicht möglich, vom Ufer aus Einzelheiten des Verlaufs dieser untergeordneten Verwerfungen zu verfolgen. Sie spielen aber jedenfalls für die Erkenntnis des Grossbaus keine wichtige Rolle.

Das nordöstliche Andréeland besitzt also, wie es sich nun herausstellt, einen durchaus einfachen und durchsichtigen Bau. Der gleiche

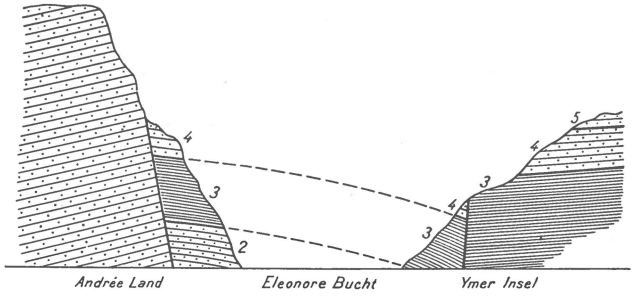


Abb. 34. Profil von Andrée-Land, unmittelbar nördlich des Teufelsschlosses, nach der Ymer-Insel bei Kap Petersen. Ganz links: ungegliederte Quarzitserie. (1:100000.)

Grundplan, wie er schon für den Bau des Strindberglandes und für die Gegend des Geologfjordes erkannt wurde, hat auch für diesen Teil von Andréeland Geltung: Die Schollen sind treppenartig nach Westen hin herausgehoben.

Die Überschiebungsfrage beim Teufelsschloss und der Blomsterbucht.

Es wurde schon früher gesagt, dass sich der im nordöstlichen Andréeland und nördlich davon herrschende Bauplan ändert, sobald man über die Eleonorebucht nach Süden hinaus ist. Die Änderung ist bereits vorbereitet in der stärkeren Faltung einiger Schollenkomplexe im Bereich des Andréelandes.

Es bestehen aber auch Übergänge zwischen dem weniger gefalteten Gebiet im Norden und dem stärker gefalteten Gebiet im Süden in der Weise, dass sich eine Fortsetzung des in dem zentralen, aus Bunter Serie bestehenden Block erkannten Bauplanes in südlicher Richtung verfolgen lässt. Die Antiklinale, die an der Nordwestküste der Eleonorebucht zu

bemerken ist, ist das Nordende einer Aufwölbung, die auch noch das Teufelsschloss mit erfasst, sowie die Küste zwischen Kap Petersen und der Blomsterbucht auf der Ymerinsel. Im grossen Zusammenhang gesehen, ist dies der Beginn eines Antiklinalsystems, das in südlicher Richtung bis zur Ellainsel verfolgt werden konnte.

Unmittelbar bei Kap Petersen befinden sich einige unbedeutende Ost—West-Verwerfungen, deren Nordflügel jeweils um geringe Beträge abgesunken sind. Zwischen Kap Petersen und dem früher besprochenen ordovizischen Gebiet östlich davon (südl. von Kap Weber) begegnen wir einer recht kompletten Folge der Bunten Serie. Eine Verwerfung trennt dieses Schichtenpaket von dem Ordovizium. Die Verwerfung selbst folgt einem N—S gerichteten Tale. Unmittelbar westlich der Verwerfung finden wir Bunte Serie beginnend mit Schicht 5 an der Basis. Die Schich-

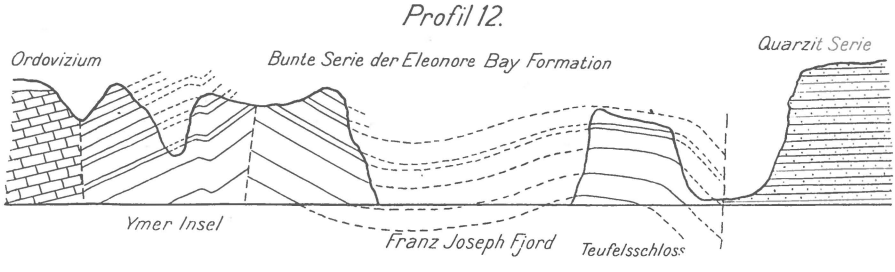


Abb. 35. Profil längs des westlichen Teiles der Nordküste der Ymer-Insel und sein Zusammenhang mit den Schichten des Teufelsschlosses und des aus Quarzitserie bestehenden Hinterlandes. (1:50000.)

ten fall nach Osten ein, sodass man westwärts fortschreitend in tiefere Formationsglieder und bei Kap Petersen schliesslich in dieselben Quarzite gelangt, denen man auch an der Basis des Teufelsschlosses begegnet (Abb. 35).

Hier sowohl wie beim Teufelsschloss war es möglich, das ganze Profil der liegenden Quarzite bis in die gebankten Quarzite der Zone 4 abzugehen, ohne dass es gelang, irgendwelche Anzeichen für Überschiebungen oder überhaupt für tektonische Vorgänge irgendwelcher Art in dieser Serie anzutreffen. Bekanntlich hat WORDIE als erster die Annahme von dem Vorliegen einer Überschiebung beim Teufelsschloss gemacht. Aus der Entfernung erkannte er nicht den Sedimentcharakter der basalen Teufelsschlossschichten und sprach infolgedessen von einer Überschiebung der Sedimente (die ja im oberen Teil des Teufelsschlosses als solche unverkennbar weithin sichtbar sind) über Archaikum, wofür er die dunklen Quarzite an der Basis ansprach. L. KOCH stellte die Sedimentnatur auch der basalen Schichten des Teufelsschlosses fest, glaubte jedoch an der Annahme einer Überschiebung festhalten zu können.

Auch die Gleichartigkeit der liegenden dunklen Quarzite an der NW-Seite der Eleonorebucht mit denen bei Kap Petersen und im unteren Teil des Teufelsschlosses ist offenbar von KOCH bereits beachtet worden. Von diesem Gesichtspunkt her wird es verständlich, dass er die Überschiebungsfläche bedeutend vergrösserte und die für das Teufelsschloss gefolgerten Ergebnisse auch für die weitere Umgebung der Eleonorebucht in Anwendung zu bringen versuchte. Auch WHITTARD und PARKINSON (1931) halten an der Teufelsschlossüberschiebung fest. Sie geben ein Bild, welches das Teufelsschloss von Süden her aus ziemlicher Entfernung zeigt (Taf. 58). Der Anschein des Vorliegens einer Überschiebung wird hier offenbar durch eine optische Täuschung hervorgerufen, indem nämlich die unteren Schichten näher dem Beobachter liegen und ihre Lagerung für die Schichten des unmittelbaren Liegenden der oberen Teufelsschlossschichten bedeutungslos ist (s. Abb. 36 dieser Arbeit). Allerdings betonen PARKINSON & WHITTARD den durchgehend recht einfachen Bau des Gebirges. Sie lokalisieren deshalb die vermeintliche Teufelsschlossüberschiebung und messen ihr grundsätzlich in grösserem Rahmen keine besondere Bedeutung bei.

Aus den oben mitgeteilten Ergebnissen der bei Kap Petersen und am Teufelsschloss ausgeführten Begehungen ergibt sich mit aller Deutlichkeit, dass die frühere Annahmen von Überschiebungen — gleich welchen Ausmasses — in dieser Gegend nicht mit den Tatsachen übereinstimmen. Überall finden wir dieselbe Schichtenfolge: an der Basis die dunklen Quarzite, die von wechsellagernden hellen und dunklen Quarziten überlagert werden; darüber stets die normale Folge der Bunten Serie. Dass die Überlagerung der erwähnten Quarzite überall ein primäre stratigraphische ist, ergibt ein Studium der Auflagerungsfläche. Es muss hierzu noch ausgeführt werden, dass die grossen Materialunterschiede innerhalb der Eleonore-Bay-Formation natürlich überall die Herausbildung mikrotektonischer Erscheinungen begünstigen. Feinkörnige, mobilere Lagen zwischen starren, mächtigen Quarzitbänken werden geschiefert, fast mylonitisiert, auch selbst bei kleinem Ausmass der das ganze Schichtenpaket betreffenden tektonischen Bewegungen. Fast überall finden Kleinbewegungen an den Schichtgrenzen statt und besonders natürlich dort, wo Schichten von erheblichen Mobilitätsunterschieden aufeinanderliegen. Trotzdem ist der Charakter dieser Schichtgrenzen noch in den meisten Fällen gut zu erkennen. Die Intensität dieser Mikrobewegungen ist z. B. an der Grenze der Schichten 3 und 4, also an dem vermuteten Überschiebungskontakt, in dem schwach gefalteten Gebiet um die Eleonorebucht herum viel geringer als an derselben Schichtgrenze in der Serie bei Kap Alfred, wo dieselbe stratigraphische Folge vorliegt, die Schichten jedoch steilgestellt sind und die Faltung intensiver ist und wo von einer Über-

schiebung auch nicht einmal vermutungsweise gesprochen werden könnte.

Recht aufschlussreich für die Überschiebungsfrage ist auch eine Begehung der Nord- und Nordwestseite des Teufelsschlosses. Die kleine Bucht an der Nordseite des Teufelsschlosses ist stark versandet, da drei grosse Täler hier ihre Sedimente hinverfrachten. Den hauptsächlichsten Beitrag liefert jedoch das grosse Tal, das von Westen her aus dem Lande kommt und worin man erst von der Westseite des Teufelsschlosses einen tieferen Einblick gewinnen kann. Die Südseite dieses Tals besteht, soweit man sehen kann, aus Gesteinen der Bunten Serie. Es ist dies ein Rücken, der später vom Fjord aus besser untersucht werden kann. Die Nordseite des Tals hingegen wird aus Gesteinen der Quarzitserie gebildet. Jedenfalls in seinem unteren Teil folgt also dieses Tal einer recht bedeutsamen Verwerfung.

Längs der Nordseite des Teufelsschlosses lässt sich die horizontale Lagerung der Schichten noch fast bis zu seinem Westende verfolgen. Dann biegen die Schichten ziemlich plötzlich abwärts und dieses plötzliche Abbiegen bezeichnet auch die Westgrenze des eigentlichen Teufelsschlossmassives. Genau die gleichen Verhältnisse sind natürlich auch an der Südseite des Teufelsschlosses zu beobachten. Hier jedoch verbreitert sich die aus den unteren Quarziten bestehende Basis und das steile obere, aus den Schichten der Bunten Serie bestehende Kliff tritt von der Küste zurück. Die Lagerung der Schichten in unmittelbarer Küstennähe ist deshalb natürlich anders als die der weiter landeinwärts liegenden an der Basis des Kliffs. Durch diese Verhältnisse kann der Eindruck einer Diskordanz hervorgerufen werden, wenn mann das Massiv von Ferne betrachtet (s. die Abbildung von PARKINSON & WHITTARD). Genauere Begehungen der in Frage kommenden Grenzflächen liessen indessen erkennen, dass in Wahrheit sämtliche Schichten in gleicher Weise von der erwähnten Flexur erfasst werden. Die Konkordanz ist nirgend gestört.

Wir erkennen somit eine grosse Einheitlichkeit im Bau der Umgebung der Eleonorebucht. Der westliche Teil dieser Bucht, sowie die Fjordenge zwischen Kap Petersen und Teufelsschloss liegen im Zentrum einer antiklinalen Aufwölbung. Die Schichten steigen von Westen und Osten her zu diesem Zentrum an.

In diesem Zusammenhange müssen die Verhältnisse an der Blomsterbucht noch kurz gestreift werde, obwohl ich das Gelände dort nicht selbst begehen konnte. Südwestlich der Blomsterbucht sind stark steilgestellte Schichten erkennbar, die uns sogleich beschäftigen werden. Die nördlich der Blomsterbucht gelegenen Uferpartieen nach Kap Petersen zu bestehen zweifellos aus Gesteinen der Quarzitserie, die etwa den tiefsten Schichten beim Teufelsschloss entsprechen dürften. Dem Ufer

folgt hier, etwas landeinwärts, eine Verwerfung in etwa nord-südlicher Richtung, östlich von welcher etwas höhere Gruppen der Eleonore-Bay-Formation liegen. Der Ostflügel der Antiklinale ist also hier östlich der Blomsterbucht an einer Störung etwas abgesenkt.

Das Profil der Ymer-Insel von der Blomsterbucht bis Kap Mohn.

Das Profil südwestlich der Blomsterbucht längs der Küste in Richtung auf Kap Mohn zu ist sehr klar (Taf. 2, Fig. 3). Es ist möglich hier ein vollständiges Profil der Bunten Serie bis in die hangende Kalk-Dolomit-Serie hinein abzugehen. Die schon für den entfernten Beobachter klarliegende Stratigraphie wurde durch stichprobenartige Begehungen an mehreren Stellen bestätigt.

Die liegenden dunklen Quarzite nehmen infolge der Schichtensteilstellung nur eine kurze Strecke der Küste ein. Sie entsprechen den Basisschichten des Teufelsschlosses. Darüber liegen, wie überall, die gebankten hellen und dunklen Quarzite und die ganze normale Folge der Bunten Serie, deren spezielle Beschreibung erspart werden kann.

Jedoch muss eine interessante Stelle näher behandelt werden. Sobald wir die festen unteren Quarzite der Bunten Serie verlassen und in den oberen Teil mit plattigen Schichten, Kalken und Dolomiten eintreten, tritt hier eine recht eindrucksvolle disharmonische Faltung auf. Auf der leicht beweglichen Schicht 7 als Gleitmittel sind die hangenden Schichten zu einer grossen liegenden Falte zusammengestaucht worden. Diese »wilde Faltung« kommt in einer bizarren Kräuselung der Schicht 10 zum Ausdruck und bedingt eine stellenweise kammartige Ausfransung der Schichtgrenze von 10 zu 11. Unter der Wasserlinie müssen sich diese Faltungen fortsetzen, denn man kann den oberen Teil von 10 in enger isoklinaler Kleinfaltung noch südwärts eine Strecke in horizontaler Richtung dicht über der Wasserlinie verfolgen. Der stark intraformational gefaltete und in sich zerrissene Kalk 11 hat eine verhältnissmässig glatte Grenze gegen den Algendolomit 12. Dieser, zu starr um in sich gefaltet zu werden, bildet eine liegenden stark ausgebauchte Falte in deren Kern der Kalk 11 bis auf unbedeutende Reste ausgequetscht ist. Dieser grosse Faltenwurf des sehr resistenten Algendolomits bedingt wiederum eine starke Stauchung und Fältelung der über ihm in eine Mulde sich drängenden mobileren plattigen Quarzite und Dolomite von 13.

Diese grosse liegende disharmonische Falte wird nach Südwesten hin von einer etwa saigeren Verwerfung abgeschnitten, auf die dann steil gestellte, leicht überkippte Schichten folgen, die ohne Zweifel in die untere Kalk-Dolomit-Serie zu bringen sind. Diese Schichtengruppe ist weithin auffallend durch ihre Wechsellagerung von mächtigen hellen

(meist dolomitischen) und mächtigen dunklen (meist kalkigen, z. T. oolithischen) Bänken, und steht damit in Gegensatz zu dem wechselnden Farbenspiel der Bunten Serie unmittelbar nordöstlich der Verwerfung.

In dem grossen Tal, das ungefähr halbwegs zwischen der Blomsterbucht und Kap Mohn die Berge durchschneidet, kann man weit ins Innere hinein diese steilgestellten Schichten der Kalk-Dolomit-Serie an dessen Nordostseite ausstreichen sehen.

Im einzelnen sieht das Profil zwischen der vorerwähnten Verwerfung und diesem Tal folgendermassen aus:

Unmittelbar an der Verwerfung finden wir etwa saigere, rötliche und grünliche gepresste, feinkörnige Quarzite, die nach oben zu mit einigen gelb verwitternden Bändern von hellem Algendolomit wechsellagern. Darüber folgt ein scherbiger schwarzer Kalk, der 20 m über seiner Basis eine schmutzige, gelb verwitternde 15 m mächtige Oolithbank enthält. Die Gesamtmächtigkeit dieser Zone ist etwa 80 m. Daran schliesst sich ein hellgrauer, sehr grobkristalliner, marmorartiger Dolomit von ca. 30 m Mächtigkeit. Es folgt nun ein dunkler, bituminöser Kalk mit zahlreichen Kalzitadern. Der Kalk selbst ist stellenweise stark gepresst, in den Kalzitadern beobachtet man Pyritbildung. Mächtigkeit ca. 50 m. Darauf folgt wieder ein etwas helleres dolomitisches Gestein vom Typus eines »intraformational conglomerate«. Anschliessend bis zum Tal eine annähernd 200 m mächtige im allgemeinen ziemlich einheitlich dunkle Serie aus bituminösen Kalken, die z. T. stark verquetscht sind. Oolithische Bänke sind hier häufig.

Die Lagerungsverhältnisse weiter südwestwärts nach Kap Mohn zu sind, im Grossen gesehen, einfach. Einige kleinere Komplikationen bestehen allerdings und vornehmlich die Stratigraphie ist nicht gänzlich geklärt worden.

Ob das erwähnte grosse Tal in der Mitte zwischen der Blomsterbucht und Kap Mohn einer Verwerfung entspricht, ist nicht sicher. Unmittelbar an der Südwestseite des Talausganges stehen plattige gelbliche und grünliche Dolomite an, die aber nach Süden einfallen, im Gegensatz zu dem Nordeinfallen der Schichten nördlich des Tales. Über diesem Dolomit folgt ein gut 50 m mächtiger dunkler Kalk, der feingebankt und stark in sich gefältelt ist. Wir können in diesen beiden Horizonten wieder dieselben Schichten wiederfinden, welche nördlich des Tillit-Canyon am Geologfjord das unmittelbare Liegende des Tillits bilden.

In der Tat findet man auch hier über dem erwähnten Kalk den Tillit wieder und zwar in derselben petrographischen Ausbildung, wie beim Tillit-Canyon und an der Nordseite der Ymerinsel. Die Farbe der Grundmasse ist graublau. Die Verteilung der Gerölle zeigt die typische Unregelmässigkeit, die den Tillit überall auszeichnet. Die Grösse der Gerölle ist sehr ungleich, doch fehlen ausgesprochen grosse Geschiebe.

Die Maximalgrösse liegt hier bei etwa 20 cm Durchmesser. Es handelt sich fast ausschliesslich um Kalke und Dolomite (auch Algendolomite), ganz selten um Quarzite. Kristalline Komponenten fehlen.

Über dem Tillithorizont folgt ein dunkler quarzitischer Sandstein und darauf ein dunkler, z. T. feinstreifiger Kalk, der genau gewissen Partieen aus der Tillit Canyon Formation von den typischen Lokalitäten gleicht. Ganz ohne Zweifel befinden wir uns hier an der Basis des Cambriums.

Diese ganze hier beschriebene Serie ist steilgestellt am Fjordufer aufgeschlossen. Sie kann jedoch nicht weiter ins Hangende verfolgt werden, da eine N—S-Verwerfung hier ausstreicht. Südwestlich von dieser nehmen die Schichten wieder eine flachere Lagerung ein. Über der Wasserlinie stehen genau dieselben Schichten an, die eben aus der steilgestellten Schichtenfolge beschrieben wurden. Im Kern eines kleinen Sattels unmittelbar bei der Verwerfung erscheinen noch die plattigen Dolomite, die wir bereits unmittelbar am Talausgang gesehen hatten. Darüber liegt derselbe dunkle Kalk und dann folgt der Tillithorizont, der nun in einer weitspannigen flachen Aufwölbung in geringer Höhe über dem Fjord längs der Küste zu verfolgen ist, bis er nach einigen Kilometern sich abwärts senkt und unter dem Meeresspiegel verschwindet. Dieser Tillithorizont ist bisher der einzige Anhaltspunkt für die Stratigraphie dieser ganzen Küstenstrecke, die im übrigen nur unvollkommen untersucht werden konnte, da die Küste hier den Fjordwinden schutzlos preisgegeben ist und daher eine Möglichkeit für längere Aufenthalte mit dem Motorboot nirgends bestand.

Die Küste hat hier einen plateauartigen Charakter. Der Rand dürfte etwa 1000 m Höhe erreichen und trägt eine grosse Hochlandeiskappe, von der ein unbedeutender kleiner Gletscher herabhängt. Die Schutteindeckung der Hänge ist sehr bedeutend. Bis herauf zu 3—400 m Höhe ist Anstehendes über dem Tillit kaum zu finden.

In der Nähe der grossen Verwerfung, mit der die flach lagernden Schichten gegen die steil stehenden absetzen, beobachtet am oberen Rand der Uferhänge in etwa 800—1000 m Höhe ziemlich stark gestörte Lagerung, die wahrscheinlich als Teil einer überkippten Falte gedeutet werden muss. Die Vergenz dieser Überfaltung würde westlich oder südwestlich sein. Besonders hervortretend ist dort oben eine mächtige hellere, bräunliche bis graue Gesteinsbank, die sich nach Südwesten zu, parallel mit dem Tillit absenkt und dann in etwa gleichmässiger Meereshöhe in Richtung auf Kap Mohn weiter zu verfolgen ist. Über dieser Bank folgen dunkle Schichten unbestimmten Charakters und darüber in südwestlichen Teil des Profils, südlich des erwähnten Hochlandeises, noch Schichten von rötlicher bis gelblicher Farbe und darüber ein kleiner Rest von schwarzem Gestein. Es war bei der gebotenen Eile

nicht möglich, diese Schichten genau mit anderen bekannten Vorkommen zu parallelisieren. Es dürfte aber ganz sicher sein, dass wir es hier mit unterkambrischen, vielleicht auch noch bis ins Ozarkium hineinreichenden Schichten zu tun haben.

Die Hauptschwierigkeit liegt hier darin, dass es infolge der Schuttüberdeckung nicht möglich war, die Stratigraphie des unmittelbaren Hangenden des untersten Tillithorizonts zu klären. In einer Schlucht über dem Tillit (in etwa 300 m Meereshöhe) und unterhalb der beschriebenen liegenden Falte fand ich unter dem Geröll sehr häufig einen roten arkoseartigen Sandstein, z. T. in recht grossen Blöcken, ferner helle Quarzite und schwarze, sehr frisch aussehende Kalke in ziemlichen Mengen. Tillitblöcke weisen auf die Anwesenheit weiterer Tillithorizonte auch in dieser Höhe, also im Hangenden des anstehend beobachteten basalen Tillits hin. Diese losen Blöcke stammten von einem dunkler verwitternden Tillit mit sehr kleinen Geschieben, darunter auch Kristallin und zwar ähnliches Material wie in den oberen Horizonten an der Nordseite der Ymerinsel. Daneben finden sich aber auch andere Blöcke in derselben Ausbildung wie der untere Tillit, d. h. hellbraun verwitternd und mit einem Geschiebenhalt von fast ausschliesslich Kalken und Dolomiten.

Das wenige, was wir über die Stratigraphie dieses neuen kambrischen Gebiets aussagen können, kann etwa folgendermassen zusammengefasst werden:

Genau wie beim Tillit-Canyon und an der Nordseite der Ymerinsel liegt auch hier ein Tillithorizont über dunklem Kalk der Eleonore-Bay-Formation. Der Kalkhorizont an dieser Stelle scheint genau das Korrelat der entsprechenden Horizonte an den andern Lokalitäten zu sein. Über dem untersten Tillithorizont folgen Sandsteine, ferner Sedimente von der Art, wie sie aus der Tillit-Canyon-Formation bekannt sind, aber auch noch weitere Tillithorizonte, deren Anzahl und Mächtigkeit unbestimmt ist. Sicher ist nur, dass die oberen Tillithorizonte kristalline Geschiebe führen, die den unteren Horizonten fremd sind. Bei Kap Weber findet man gerade in den unteren Horizonte viel Kristallin und in den oberen nur Kalke und Dolomite. Von der Ellainsel hingegen beschreibt POULSEN kristalline Geschiebe gerade aus den oberen Teilen der Tillit Serie. Die Verhältnisse entsprechen dort also denen auf der Ellainsel. Über die obersten Schichten dieser Gegend der Ymerinsel kann nur gesagt werden, dass sie wahrscheinlich in ihrer Gesamtheit dem Kambrium angehören, dass sich also hier durch weitere Untersuchungen auch die fossilführenden Horizonte der Bastion- und der Ella-Island-Formation nachweisen lassen müssen.

Diese ganze Serie ist von den Schichten, die das Kap Mohn selbst bilden, durch eine Störung getrennt, die wohl als steile Aufschiebung zu

deuten ist. Hier kommt auch noch einmal die Unterlage des Tillit heraus. Der Tillit selbst liegt bei Erreichung der Störung in etwa 100 m ü. M. Jenseits der Störung erscheint nun wieder die Kalk-Dolomit-Serie der Eleonore Bay-Formation, doch sollen die Verhältnisse bei Kap Mohn, die auch tektonisch ganz interessant sind, erst später besprochen werden.

Die Verhältnisse zwischen Teufelsschloss und Junction-Tal.

Die der Ymerinsel gegenüberliegende Seite von Andréeland bietet stratigraphisch ein recht andersartiges, tektonisch jedoch ein ähnliches Bild, wie es am Profil der Küste der Ymerinsel entworfen werden konnte.

Es ist bereits gezeigt worden, wie sich die Schichten an der Südwestseite des Teufelsschlosses absenken. Das anschliessende Küstenprofil in südwestlicher Richtung ist aus Abb. 36 ersichtlich. Auf der Südwestseite der Senke am Westfuss des Teufelsschlosses sieht man nun die am Aufbau des oberen Teils des Teufelsschlosses beteiligten Schichten her-

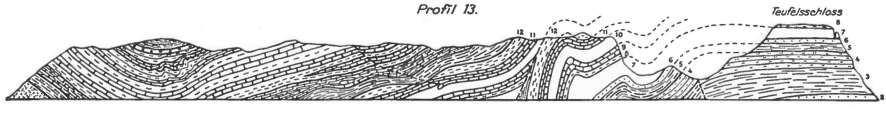


Abb. 36. Profil des Ufers des Franz-Joseph-Fjordes vom Teufelsschloss bis zum Junction-Tal (Andrée-Land). Die nummerierten Schichten gehören der Bunten Serie an. An der Bergkuppe im linken Teil Kambrium mit basalem Tillit. Am linken Ende des Profils der Gneiss des zentralen metamorphen Komplexes. (1:180000.)

unterkommen. Ein kleiner Spezialsattel folgt, bis dann die Schichten in dem südwestlich anschliessenden Massiv steil abfallen und am Fjord infolge fast saigerer Schichtenstellung das Gesamtprofil der oberen Bunten Serie erschlossen ist. Es ist ersichtlich, dass an der Nordostwand des Massives diejenigen Schichten ausstreichen, die in das Hangende der obersten am Teufelsschloss aufgeschlossenen Schichten gehören.

Es ist durch einen Vergleich mit dem Profil Taf. 2, Fig. 3 ohne weiteres ersichtlich, dass hier der Bau der beiden korrespondierenden Ufer des Franz-Joseph-Fjordes grundsätzlich völlig übereinstimmt und besonders gekennzeichnet ist durch das steile Einfallen des Westflügels der grossen Antiklinale, welches in ganz übereinstimmender Weise auf Andréeland, wie auf der Ymerinsel zu beobachten ist.

Ebenso wie auf der Ymerinsel wird auch auf Andréeland dieser steile Westflügel durch eine bedeutende Störung abgeschnitten. Im weiteren Verfolg der Küste ergeben sich dann allerdings einige Divergenzen der beiden Fjordufer, vornehmlich in stratigraphischer Hinsicht. Während wir auf der Ymerinsel jenseits dieser Störung eine steile, z. T. überkippte Folge der Kalk-Dolomit-Serie fanden, legt sich auf

Andréeland noch einmal der obere Teil der Bunten Serie an die Verwerfung, allerdings auch in ziemlich steiler Lagerung. Der untere Teil dieser Folge ist infolge Schuttüberdeckung nicht gut sichtbar. Es ist anzunehmen, dass hier an der Basis noch die plattigen Schichten der Zone 7 herauskommen. Deutlich erkennbar werden jedoch die einzelnen Horizonte erst mit Beginn des Kalkes 9, der an der Verwerfung steil aufgerichtet nach Südwesten zu bald in flachere Lagerung umbiegt. Die weitere Schichtenfolge zu dem sehr auffallenden weissen Algendolomit 14 ist klar und entspricht genau derjenigen nördlich der Verwerfung. Darüber folgen normalerweise die plattigen bunten Dolomite von 15 und darüber konkordant die Kalk-Dolomit-Serie. Die unteren Schichten dieser Serie lassen sich hier noch ziemlich gut mit den entsprechenden Horizonten auf der Ymerinsel parallelisieren. Es tritt dann allerdings hier innerhalb der Kalk-Dolomit-Serie eine Störung auf, deren genauer Charakter nicht untersucht werden konnte. Diese Störung scheint nur die oberen Schichten des Hanges zu betreffen, wo sie als Dehnungsverwerfung in Erscheinung tritt. Nach unten zu liegen jedoch in der Fortsetzung dieser Verwerfung Zusammenstauchungen, besonders in Schicht 13. Auf dem Profil (Abb. 36) konnten diese Verhältnisse nur in sehr unvollkommener Weise zur Darstellung kommen. Die Feststellung der Schichtenzusammenhänge wird jedoch durch diese Störung nicht beeinträchtigt.

Diese ganze Zonenfolge bildet den Ostflügel einer Mulde, deren Kern etwas nordöstlich des Junctiontales liegt und deren Westflügel nur noch teilweise ausgebildet ist und im Übrigen durch die Überschiebung dieser Mulde über die Gneisse des »zentralen metamorphen Komplexes« des inneren Franz-Joseph-Fjordes abgeschnitten wird.

In den höheren Teilen des Muldenkerns, an der Küste nördlich des Kap Mohn, finden wir stark zusammengefaltete und gestauchte Schichten der oberen Kalk-Dolomit-Serie. Gelbliche dolomitische Bänder lassen hier die Strukturen besonders gut erkennen. Darüber lagern, tektonisch weniger beeinflusst, braune Schichten — ganz ohne Frage ein kambrischer Rest. Mindestens der basale Tillit dürfte hier erhalten sein.
Im Gegensatz zu den Stauchungserscheinungen im oberen Teil des Muldenkerns finden wir Zerrung nach unten hin in geringer Höhe über dem Meeresspiegel. Hier sind dicke Kalkbänke zu isolierten Knollen auseinandergezogen — eine Erscheinung, die als »boudinage« beschrieben worden ist. Leider konnten diese interessanten Fälle nur vom Ufer aus beobachtet, nicht aber näher untersucht werden.

Mit Annäherung an das Junctiontal treten wir in den Westflügel der Mulde ein, der aber im Wesentlichen nur noch Mitglieder der Kalk-Dolomit-Serie umfasst. Die Verhältnisse am Rande des Junctiontals hat schon BACKLUND zum Gegenstand seiner Untersuchungen gemacht.

Die Verhältnisse beim Junction-Tal und bei Kap Mohn.

Es ist gesagt worden, dass die Gegend bei Kap Mohn wieder aus Gesteinen der Kalk-Dolomit-Serie besteht. Dieser Komplex ist von dem östlich davon gelegenen kambrischen Gebiet durch eine N—S streichende Verwerfung getrennt, die sowohl am Ufer des Franz Joseph-Fjordes wie am Ufer des Antarctic-Sundes klar sichtbar ist. Die Schichten dieser Serie fallen hier nach Osten ein. Wie sie in die Kalk-Dolomit-Serie einzustufen sind, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Sie dürften aber wohl in den unteren Teil dieser Abteilung gehören, da nach der Basis zu bereits quarzitische Bänke angetroffen werden und so der Übergang zur Bunten Serie also bereits gegeben sein dürfte.

In der Nähe des Kaps selbst verläuft eine weitere N—S-Verwerfung von geringerer Sprunghöhe (vergl. Taf. 2, Fig. 3 und 4), die etwas nach Osten einfällt.

Unter der charakteristischen Kalk-Dolomit-Serie kann man bei Kap Mohn eine Anzahl von lebhafter gefärbten Horizonten unterscheiden, die sich genau mit entsprechenden Schichten in der Nähe des Gneisskontaktes am Junction-Tal auf Andréeland parallelisieren lassen. Unter den monotonen, grau und weiss gefärbten Schichten, die hauptsächlich an der Zusammensetzung der Berge unmittelbar östlich des Kaps Mohn, sowie östlich des Junction-Tales beteiligt sind, erkennt man an beiden Stellen einen auffallend rot gefärbten Dolomit mit einem orangefarbenen Band im oberen Teil, der einen sehr guten Leithorizont für beide Lokalitäten abgibt. Darunter folgt ein sehr heller, gelblicher Quarzit und darunter ein gepresster Dolomit mit orangefarbenen (ebenfalls dolomitischen?) Bändern im oberen Teil. Die Basis der Sedimente beim Junction-Tal bildet ein gepresster, grauer marmorartiger Kalk. Bei Kap Mohn sind dagegen noch tiefere Sedimente erhalten, hauptsächlich Schiefer und gepresste Kalke von grauer Farbe. Unmittelbar beim Kap selbst haben wir zweifelsfreie Anzeichen von Überschiebung und Schuppung, da hier flach nach Osten einfallende Ruschelungs- und Störungszonen zu beobachten sind und zwar dürften hier die grauen Kalke über graue Quarzite, die am äussersten Kap auftreten, überschoben sein. Alle Gesteine aus dieser Zone, wie auch aus den entsprechenden Stufen beim Junction-Tal sind bröckelig und sehr zersetzt, z. T. auch mylonitisiert. Eine genauere petrographische Durcharbeitung soll an anderer Stelle erfolgen.

Es ist sicher, dass wir uns bei Kap Mohn in ganz unmittelbarer Nähe des Gneissrandes befinden, der aber selbst nicht mehr aufgeschlossen ist. Der Überschiebungscharakter der Westgrenze des Sedimentgebiets ist bereits von Wordie, Parkinson & Whittard, Backlund u. a. betont worden.

Die Nordseite des Antarctic-Sundes.

Unmittelbar östlich der Verwerfung, die die Kalk-Dolomit-Serie von Kap Mohn nach Ost abgrenzt, begegnen wir an der Nordseite des Antarcticsundes ähnlichen Verhältnissen, wie in dem entsprechenden Gebiet an der Küste des Franz-Joseph-Fjordes (Taf. 2, Fig. 4). Der Tillit erscheint sofort neben der Verwerfung und liegt hier in geringer Meereshöhe. Unter ihm werden noch die obersten Horizonte der Kalk-Dolomit-Serie in typischer Ausbildung (plattige Dolomite und feinbankiger Kalk) sichtbar. Der Tillit folgt der Küste in horizontaler Lagerung über eine beträchtliche Strecke, hebt sich dann aber rasch bis zur Höhe des Küstenplateaus. Die Schichten über dem Tillit wurden hier nicht näher untersucht, stimmen aber aus der Entfernung gesehen erwartungsgemäss mit dem überein, was über dem Tillit an der Küste des Franz-Joseph-Fjordes ermittelt werden konnte.

Unter dem Tillit folgen die Schichten der Kalk-Dolomit-Serie. Der Aufbiegung der Schichten nach Osten zu folgt jedoch bald wieder horizontale Lagerung. Eine nochmalige leichte Einmuldung des Schichtenkomplexes bringt den Tillit wieder etwas herunter und unmittelbar östlich davon geraten wir dann in die sehr steil aufgerichteten Schichten des Westflügels der grossen Antiklinale, die bereits L. KOCH (1929) beschrieben hat. Von hier bis zu dem grossen Tal westlich des Angelinberges haben wir noch einmal Gelegenheit, die gesamte Abfolge der Bunten Serie zu studieren. In der unmittelbaren Nähe des Tals kann man als Leitschicht die Zone 4 betrachten, wohlbekannt vom Teufelsschloss, mit ihrer auffallenden Wechsellagerung heller und dunkler Quarzitbänke. Darunter folgen dann dunkle Quarzite, die denen an der Basis des Teufelsschlosses entsprechen. Obwohl die Verhältnisse hier nicht sehr genau untersucht werden konnten, so ist mit ziemlicher Sicherheit anzunehmen, dass wir in dem Kern dieser grossen Antiklinale in fast genau dieselben Schichten herunterkommen, wie beim Teufelsschloss und bei Kap Petersen. Der Ostflügel der Antiklinale konnte nur von weitem durchmustert werden, die Parallelisierung der Schichten innerhalb der Bunten Serie liess sich jedoch vollständig durchführen. Leider gestatteten es die Verhältnisse nicht, die von der Ostseite des Angelinberges berichtete kambrische Lokalität aufzusuchen.

Wir erkennen nun ohne Schwierigkeiten in dieser grossen, schon von KOCH beschriebenen, Antiklinale an der Südseite der Ymerinsel die unmittelbare Fortsetzung der Teufelsschloss-Blomsterbucht-Aufwölbung, die sich — wahrscheinlich ohne wesentliche Störungen — von der Blomsterbucht quer über die Ymerinsel zur Westseite des Angelinberges hinziehen dürfte. Die Kontinuität im Bau dieser Antiklinale tritt besonders schön an ihrem

Westflügel durch die durchgehends zu beobachtende beträchtliche Steilstellung desselben in Erscheinung. Der Gesamtbau dieses Systems und besonders der Zusammenhang mit der nach Westen angebauten Mulde kommen jedoch besonders klar im Antarcticsund heraus, da das Profil des Franz Joseph-Fjordes stärker durch spätere Störungen beeinflusst ist, die nach der Fertigstellung des Faltenbaus eingesetzt haben.

Die Südseite des Antarctic-Sundes.

An der Südseite des Antarcticsundes lässt sich die Fortsetzung der strukturellen Grundzüge der nördlich davon gelegenen Gebiete feststellen (Abb. 37). Im Unterschied von den Verhältnissen am Junctiontal ist der Verlauf der Grenzlinie zwischen Kristallin und Sediment auf Suessland südlich von Kap Mohn steiler. Schichten

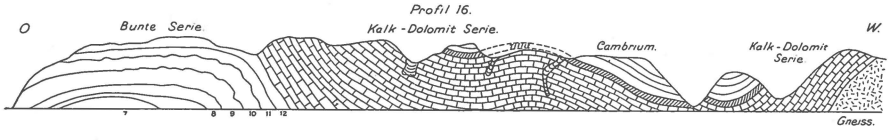


Abb. 37. Profil der Südseite des Antarctic-Sundes von Skildvagten bis zur Gneissgrenze. (1:250000.)

der Kalk-Dolomit-Serie steigen hier längs der Grenzfläche steil in die Höhe. Im Übrigen wurden hier indessen die Verhältnisse nicht näher untersucht. An der Basis scheinen aber ähnlich wie am Junctiontal auch Quarzite aufzutreten, wie PARKINSON und WHITTARD berichten, die diesen Kontakt sehr kurz beschreiben.

Das Kambrium erscheint wieder in einer an einem isolierten Rücken aufgeschlossenen Mulde. An der Basis ist der braune Tillit erkennbar. Weiter nach oben gewahrt man rötlich gefärbte Schichten. Hier dürften die Bastion und die Ella Island-Formation zu suchen sein und es wäre mit der Auffindung fossilführender Horizonte an dieser Stelle zu rechnen.

Nach einer durch ein tiefes Tal angedeuteten Verwerfung von nur geringer Sprunghöhe, durch welche der kambrische Tillit fast an den Meeresspiegel verlegt wird, hebt sich das Kambrium in östlicher Richtung wieder heraus — ganz in Übereinstimmung mit den Verhältnissen am Nordufer des Sundes. Auch die dort vorhandenen nochmalige schwache Einmuldung der Schichten zeichnet sich am Südufer ebenfalls ab.

Der dann folgenden Steilaufrichtung der Schichten am Westflügel der Ymerinselantiklinale entspricht eine ebensolche Steilstellung der Schichten auf Suessland, die aber hier insbesondere die Schichten der unteren Kalk-Dolomit-Serie umfasst.

Es ist hier eine deutliche Absenkung der Sattelaxe wahrzunehmen, denn im Kern der Antiklinale auf Suessland, die die direkte Fortsetzung der Ymerinselantiklinale ist, erscheint als tiefster Horizont die Schicht 7 der Bunten Serie. Die oberen Horizonte dieser Abteilung sind sehr stark verquetscht und disharmonisch gefaltet. Infolge ungünstiger Aufschlussverhältnisse steht deshalb eine genauere Horizontierung hier noch aus.

Die Übereinstimmung der strukturellen Grundzüge beider Ufer des Antarcticsundes ist so bedeutend, dass ich schwer an das Vorhandensein irgend einer bedeutenden Längsverwerfung im Bereich dieses Sundes glauben kann (L. KOCH, 1929). Wie auf der Karte (Taf. 1, und Abb. 41) zum Ausdruck kommt, liegen die Falten von Suessland nicht in der direkten Fortsetzung der Falten von der Ymerinsel. Die Betrachtung der nunmehr überschaubaren grösseren tektonischen Zusammenhänge legt es jedoch nahe, hier ein Umschwenken der Faltenaxen aus einer nordnordwest—südsüdöstlichen in eine nordnordost—südsüdwestliche Richtung anzunehmen. Auf diese Zusammenhänge soll noch in einer anderen Verbindung eingegangen werden.

Die Ostküste des Suesslandes südlich des Antarcticsundes ist sehr schwer zu analysieren, da hier wieder die Schwierigkeit eintritt, dass die Küste genau dem Axenstreichen des tektonischen Baus folgt. Der natürliche Anschnitt des Fjordufers ist infolgedessen hier gänzlich nichtssagend.

Südwestlich und südlich von Skildvagten sind die Verhältnisse besonders unübersichtlich. Erst gegenüber der Ruthinsel wird die Lage wieder klarer. Man erkennt hier die nach Südwesten einfallenden obersten Glieder der Bunten Serie, welche bei der Umbiegung zum Kempefjordnordufer dann von Kalk-Dolomit-Serie überlagert wird. Die dann folgende kambrische Abfolge ist wahrscheinlich von dieser Kalk-Dolomit-Serie durch eine Verwerfung von geringer Sprunghöhe abgetrennt, deren Vorhandensein trotz gleichartiger Lagerung des Kambriums durch die geringe Mächtigkeit nahegelegt wird, die die Kalk-Dolomit-Serie hier besitzt. Das Kambrium selbst ist vom Tillit, unter dem noch die oberste Kalk-Dolomit-Serie sichtbar wird, mindestens bis zur Ella-Island-Formation vorhanden, also in der vollständigen in Ostgrönland vorliegenden Ausbildung.

Die Ruthinsel, die nicht besucht wurde, scheint aus Schichten der Bunten Serie zu bestehen, wie auch aus einem von PARKINSON und WHITTARD von dort mitgeteilten Profil hervorgeht.

Die Mariainsel enthält ebenfalls zweifelsohne Teile der Bunten Serie, doch scheint hier auch bereits ein Teil der Kalk-Dolomit-Serie vertreten zu sein.

Die Verhältnisse im Kempefjord.

Ebensowenig, wie in den vorhergehenden Kapiteln kann es auch hier nicht meine Aufgabe sein, die besonderen Verhältnisse des Kontaktes der Sedimentzone mit dem im inneren Fjord vorhandenen kristallinen Komplex zur Darstellung zubringen. Es interessiert hier in erster Linie die Lagerung und der Bau der Sedimentzone selbst, worüber bisher wenig bekannt geworden ist.

Über die Nordseite des Kempefjordes, die ich nicht besucht habe, ist hier wenig zu berichten. Bei der Befahrung dieses Fjordes erschwerte übrigens Nebel das Studium dieser Seite. An das bereits beschriebene kambrische Gebiet am Ostende der Nordseite des Kempefjords schliesst sich nach Westen hin wieder ein tiefere stratigraphische Glieder umfassendes Gebiet an, in dem die oberen Horizonte der Bunten Serie

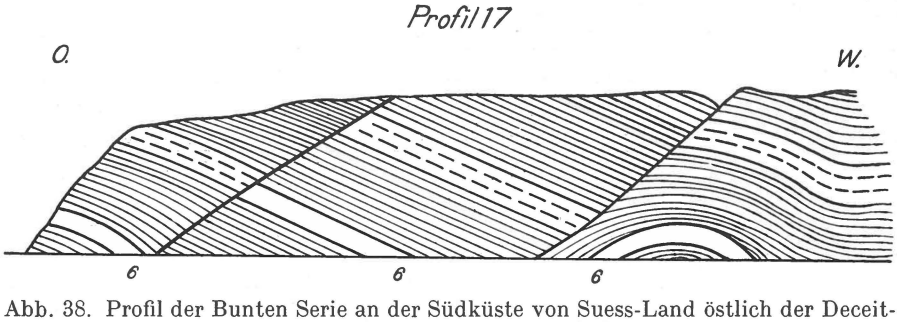


Abb. 38. Profil der Bunten Serie an der Südküste von Suess-Land östlich der Deceit-Bucht. Die wahre Lage der Verwerfungen ist steiler, als es hier den Anschein hat. Nur die Schicht 6 der Bunten Serie konnte mit Sicherheit abgegrenzt werden. (1:60000.)

unter dem unteren Teil der Kalk-Dolomit-Serie herauskommen. Die tiefste hier aufgeschlossene Schicht ist wohl die Schicht 5 der Bunten Serie. Aus diesem Schichtenpaket haben Parkinson & Whittard (1931, S. 667) eine Detailskizze veröffentlicht, aus der eine grosse Häufung von Verwerfungen geringer Springhöhe ersichtlich ist. Die grösseren Zusammenhänge in diesem Komplex gehen aus Abb. 38 dieser Arbeit hervor. Wegen der schlechten Sicht konnte nur die Schicht 6 der Bunten Serie mit einiger Sicherheit identifiziert werden. Jenseits der östlich dieses Profils gelegenen Bucht (Deceit-Bucht) liegen ebenfalls noch Sedimente vor. Nach einem von Backlund (1930) gegebenen Profil treten hier Schiefer und Quarzite zutage. Der Kontakt gegen das Kristallin des Fjordinnern liegt hier wenige Kilometer westlich der Deceit-Bucht, während am Südufer des Kempefjordes die Sedimente noch eine weit längere Strecke fjordeinwärts verfolgt werden können.

Kap Alfred, die Umbiegung des Kempefjordes zum Narwalsund, bietet eine der besten Gelegenheit zum Studium der präkambrischen

Sedimentfolge, die man in Ostgrönland überhaupt finden kann. Ein wenig westlich des eigentlichen Kaps, das an seiner Spitze durch einen kleinen natürlichen Hafen gekennzeichnet ist, verläuft die Grenze zwischen Quarzitserie und Bunter Serie.

Unmittelbar in der Nähe des Kaps befinden sich einige Ost—West verlaufende, saigere Verwerfungen von vorwiegend horizontaler Bewegungsrichtung. Diese kommen auf dem von PARKINSON & WHITTARD gegebenen Bilde (Taf. 57 Fig. 1) sehr schön zur Darstellung. Möglich ist allerdings auch die Annahme eines jeweiligen Absinkens des Südflügels dieser Verwerfungen. Welche Möglichkeit verwirklicht ist, konnte nicht ermittelt werden.

Die gesamte Schichtenfolge streicht N 30° O. Ihre Beschreibung möchte ich im Folgenden zunächst bei Schicht 4 beginnen und die liegenden Quarzite nachher behandeln. Die Basis der Zone 4 ist hier, wie beim Teufelsschloss und in dem gesamten dazwischenliegenden Gebiet durch 2 mächtige helle Quarzitbänke von je ca. 35 m Mächtigkeit ausgezeichnet, die durch eine 5 m mächtige Bank von dunklem Quarzit getrennt sind, der unten fast schwarz und reich an Pyritneubildungen ist, nach oben aber feinschichtig wird und durch den Druck der darauflastenden hangenden Schichten, insbesondere der oberen Quarzitbank gepresst und geschiefert ist. Die unterste der beiden mächtigen Quarzitbänke ist im frischen Bruch etwas dunkler als die obere.

Die nunmehr im Hangenden folgende Wechsellagerung heller und dunkler Bänke besteht in einer Aufeinanderfolge von grobkörnigen weisslichen, hellgrauen oder rosafarbigen Quarziten mit feinkörnigen, feinschichtigen, grauen, braunen und schwarzen Quarziten.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Serie einschliesslich der beiden mächtigen basalen Bänke beträgt etwa 300 m.

Die folgende Serie 5 beginnt mit dünnplattigen bisweilen fast schiefrigen Quarziten mit dolomitischem Bindemittel von dunkelroter Farbe. Einige wenige hellere Quarzitbänke sind zwischengeschaltet. Nach dem oberen Teil zu folgen grüne quarzitische Schichten, die wechselweise aus grob- und feinkörnigen Lagen bestehen, aber ebenso plattig abgesondert sind, wie die unteren roten Schichten. Gesamtmächtigkeit etwa 100 m.

Der basale Quarzit von 6, der eine Mächtigkeit von 15—20 m besitzt, ist im alleruntersten Teil noch grünlich, nimmt aber bald über der Basis eine purpurne Färbung an.

Über dieser basalen Bank folgt ein blassrosa Quarzit, unregelmässig dünnbankig und von zahlreichen Quarzadern durchzogen. Es folgen dann fester gebankte Quarzite, die mit einer ganz hellrosa, fast weisslichen Bank nach oben abschliessen. Gesamtmächtigkeit von 6 knapp 100 m.

Es folgen nun in 7 zunächst dünnplattige bis schiefrige dunkelrote Schichten, die man am besten als quarzitisch verunreinigte Dolomite bezeichnen kann. Nach oben zu treten grünliche Schichten von ähnlichem petrographischem Charakter auf. Auch dünne Platten reinen grünen Quarzits treten hier hinzu. Ganz oben erscheinen in dieser Serie auffallend gelb gefärbte Bänke, welche aus Dolomit bestehen. Gesamtmächtigkeit von 7 mindestens 300 m.

Die oberen hellen Dolomiten nehmen schnell an Häufigkeit zu, schliesslich verschwinden die roten Zwischenlagen ganz, und es folgt die Schicht 8, die hier plattig, nicht so massig wie auf Strindbergland ausgebildet ist. Dies ist die Schicht, die in Gemeinschaft mit dem ihr unmittelbar aufliegenden dunklen Kalk 9 überall einenso vorzüglichen, weithin erkennbaren Leithorizont abgibt. Der Kalk 9 ist hier arm an Kalzitadern, dünnbankig und verwittert scherbig. Weiter hinauf konnte das Profil nicht begangen werden. Es war aber der normale Abschluss der Bunten Serie nach oben hin und anschliessend die normale Folge der Kalk-Dolomit-Serie zu erkennen.

An der Basis dieser hier beschriebenen Serie, also unterhalb der Zone 4, finden wir die Äquivalente der Schichten vom unteren Teil des Teufelsschlosses, nur mit dem Unterschied, dass die feinkörnigen Quarzite hier bei Kap Alfred teilweise noch stärker geschiefert sind als dort. Die etwas heller verwitternden Quarzitbänke sind hier ebenso vorhanden, wie am Teufelsschloss. Sie sind recht grobkörnig und nehmen, ebenso wie beim Teufelsschloss beobachtet, nach oben an Häufigkeit zu. Disharmonische Faltungen sind sehr häufig. Unmittelbar im Liegenden von 3 macht sich der grosse Druck der mächtigen hangenden Quarzite ganz besonders in starken Verquetschungen bemerkbar.

Wir befinden uns hier bereits in den hangenden Schichten der Quarzitserie. Auch die Quarzite, die der Schicht 2 beim Teufelsschloss entsprechen, sind stark gepresst. Die augenscheinlich schnell wechselnde Härte der dünneren Quarzitlagen bedingt unregelmässige Umbildungen der Grenzflächen. Doch sind die Quarzite hier und weiter abwärts nicht mobil genug, als dass es zur Ausbildung stärkerer disharmonischer Bewegungen gekommen wäre.

In westlicher Richtung können wir die Quarzitserie, der wir tektonisch isoliert im Inneren des Geologfjordes und nördlich des Teufelsschlosses begegnet sind, nunmehr als normales Liegendes der Bunten Serie und damit einwandfrei als unterste bisher bekannte Abteilung der Eleonore Bay-Formation erkennen. Wichtig für diese Frage ist in erster Linie die Feststellung, dass die im Liegenden der Bunten Serie beim Teufelsschloss beobachteten dunklen Quarzite und Schiefer sich hier bei Kap Alfred einwandfrei als die obersten Glieder eines mächtigen Quarzitkomplexes herausstellen und dass dieser Quarzitkomplex zweifel-

los stratigraphisch mit der Quarzitserie des inneren Geologfjordes u. s. w. gleichzustellen ist.

Eine Zonengliederung nach petrographischen Gesichtspunkten ist bis jetzt innerhalb dieses Quarzitkomplexes nicht vorgenommen worden. Die vorliegenden Beobachtungen lassen jedoch keinen Zweifel darüber aufgekommen, dass eine solche Gliederung und zwar eine von regionaler Gültigkeit hier ebenso möglich ist und ebenso erfolgreich durchgeführt werden kann, wie innerhalb der Bunten Serie.

Westlich von Kap Alfred biegen die Schichten bald zu einer grossen Antiklinale um, die weitspannig und in schwacher Wölbung weit in das Fjordinnere zu verfolgen ist. Nach dem Zentrum dieser Antiklinale zu ergab eine Durchmusterung der Gehänge die Anwesenheit von genau denselben Quarzittypen, wie sie auch an den nördlichen Lokalitäten dieser Abteilung gefunden worden ist: Dichte und gröbere Quarzite von grauer, weisslicher, grünlicher, rötlicher, bräunlicher Färbung u. s. w.

Die Hochlandeiskappe des Lyell-Landes entsendet zwei kleine Gletscher nach der Südseite des Kempefjordes, von denen der östliche bereits in erheblicher Höhe über dem Meere endet, während der westliche das Meeresniveau fast erreicht. Bei diesem zweiten Gletscher befinden wir uns bereits in dem Westflügel der beschriebenen Antiklinale. Die Schichten haben hier ein Nordwesteinfallen. Die Sattelaxe streicht etwa in der Richtung SW—NO, also schräg gegen das Südufer des Fjordes.

Unmittelbar an der Westseite des genannten zweiten Gletschers bezw. des ihm vorgelagerten grossen Schuttkegels trifft man auf Quarzitschichten, die einige metamorphosierte Lagen mit neugebildetem Granat enthalten. Die Metamorphose der Quarzite ist hier teilweise etwas stärker, als die der im Übrigen etwa vergleichbaren Quarzite in der Nähe des Granits vom Nunatakgletscher.

Sehr auffallend ist der reiche Gehalt an hellen Blöcken eines bisweilen etwas schlierigen Zweiglimmergranits in der Moräne dieses Gletschers, die unbedingt von einem nahen im Einzugs- oder Durchzugsgebiet des Gletschers gelegenen grösseren Granitvorkommen herrühren müssen.

Geht man von dem unterhalb der Gletscherzunge gelegenen Schuttkegel aus in westlicher Richtung an der Küste entlang, so bewegt man sich zunächst noch durch im allgemeinen granatführende Quarzite. In einem Einschnitt werden darüber Quarzite sichtbar, die zwar verrutscht und gepresst sind, aber keine Einwirkungen einer Metamorphose zeigen. Auch diese haben das normale Einfallen nach Nordwesten. Darüber gelangt man in eine Zone stark geschuppter und verpresster Quarzite, denen man es ansieht, dass sie in unmittelbarer Nähe einer bedeutenderen Störung liegen müssen. Unmittelbar westlich dieses Vorkommens

steht ein von Störungen und Ruscheln durchsetzter Granit an, von dem augenscheinlich einige pegmatitische Apophysen auch in die benachbarten Gesteine ausstrahlen. Hiermit haben wir das Ende der Sedimentserie am Südufer des Kempefjordes erreicht. Östlich des Granits folgen bald die typischen kristallinen Gesteine des »zentralen metamorphen Komplexes«, die von BACKLUND von dieser Stelle bereits näher beschrieben sind.

Schon BACKLUND (1930) berichtete, dass die Verhältnisse an dem Kontakt hier verhältnissmässig kompliziert sind. Es kann hier für petrographische Einzelheiten auf BACKLUNDS Beschreibung verwiesen werden. BACKLUND schenkte gerade dem an der Küste auftretenden Granit besondere Beachtung und betonte seine offenbare Verbindung mit den an derselben Stelle stattgefundenen tektonischen Bewegungen.

Die präkaledonischen Sedimentationszyklen Ostgrönlands.

Wenn wir uns bemühen, aus dem Vorhergehenden zunächst einmal die stratigraphischen Ergebnisse herauszuschälen und soweit zu verwerten, wie sie uns über die Sedimentationsbedingungen und damit gleichzeitig auch über den Charakter der Bodenbewegungen in präkambrisch-altpaläozoischer Zeit Auskunft geben können, so wollen wir uns zunächst auf das beschränken, was über die die Sedimentzone der inneren Fjordregion bekannt geworden ist, also jenen Komplex in seiner Gesamtheit, für den WORDIE den Namen »Franz-Joseph-Schichten« einzuführen versuchte. Diese prädevonischen Sedimente zerfallen zunächst in zwei mächtige Komplexe, einen präkambrischen und einen postkambrischen Alters. Der präkambrische Anteil ist im Anschluss an L. KOCH als Eleonore-Bay-Formation bezeichnet worden.

In der Dreiteilung der Eleonore-Bay-Formation in Quarzitserie, Bunte Serie und Kalk-Dolomit-Serie kommt bereits die besondere Eigentümlichkeit dieser Formation zum Ausdruck, nämlich der Übergang von einer terrestrischen Sedimentation im unteren Teil zu einer ein kalkig-dolomitischen im oberen Teil dieser Formation. Leider ist bisher nicht das Geringste über die Basis der Eleonore-Bay-Formation bekannt, so dass wir über die Transgression dieses zweifellos spät-präkambrischen Meeres in keiner Weise unterrichtet sind. Durch die Untersuchungen von L. KOCH in Nordwestgrönland ist bekannt geworden, dass dort das Meer des Präkambriums in zwei Phasen transgrediert ist. In der ersten Phase gelangten klastische Sedimente zum Absatz, die als Etah-Forma-

tion bezeichnet worden sind. Einer Denudationsperiode folgte als dann die Transgression der Thule-Formation, die nach den Untersuchungen von L. KOCH eine bedeutende Ähnlichkeit mit der Eleonore-Bay-Formation Ostgrönlands besitzen soll. Trotzdem ist es natürlich keineswegs sicher, dass nur die Thule-Formation ein zeitliches Äquivalent der Eleonore-Bay-Formation ist. Es ist sehr wohl möglich, das Etah- und Thule-Formation gemeinsam der ostgrönländischen Eleonore-Bay-Formation entsprechen. Auf diese Annahme würden auch die Mächtigkeitsverhältnisse am ehesten hinweisen, da die Thule-Formation bei weitem nicht die Mächtigkeit der Eleonore-Bay-Formation erreicht. Es wäre in diesem Falle sicher, dass sich die Landhebung Nordwestgrönlands in spätpräkambrischer Zeit (zwischen Etah- und Thule-Formation) in Ostgrönland in keiner Weise bemerkbar gemacht hat. Innerhalb der Ablagerungszeit der Eleonore-Bay-Formation lassen sich keinerlei andere Bodenbewegungen nachweisen, als eine langsame kontinuierliche Senkung. Zunächst sind Sandsteine aufgeschüttet worden, die heute in Form der Quarzitserie eine Mächtigkeit von etwa 2000 m erreichen. Da über die Basis der Formation nichts bekannt ist, ist diese Zahl natürlich approximativ. Die wahre Mächtigkeit der Serie kann grösser sein.

Es vollzieht sich sodann nach oben hin ein allmählicher Übergang zu kalkig-dolomitischen Gesteinen, der zunächst an dem Auftreten von mit terrigenem Material noch verunreinigten Dolomiten erkennbar wird. Dieser Übergang vollzieht sich innerhalb der Schichtenserie, die als Bunte Serie bezeichnet worden ist. Es sind allerdings im ganzen genommen innerhalb dieser Serie terrigene Sedimente noch vorherrschend.

Die oberen 7—800 m des Präkambriums bestehen ausschliesslich aus Kalken und Dolomiten. Die Kalke sind zum grossen Teil oolithisch. Es finden sich Oolithe aller Art darunter. Die Ooide können einen Durchmesser von 1 bis 1,5 cm erreichen. Einige der Dolomithorizonte sind mit algenartigen Strukturen erfüllt, von der Art, wie sie in der Literatur als *Cryptozoon* (und *Collenia*) bekannt geworden sind.

In dieser Sedimentfolge spiegelt sich eine zunehmenden Eintiefung des Sedimentationsraumes wieder. Dieser dürfte aller Wahrscheinlichkeit nach mit einem Zurückweichen der Küste in westlicher Richtung, also mit einer westwärts gerichteten Transgression in Zusammenhang gestanden haben.

Hält man an dieser Möglichkeit fest, so kommt nunmehr dem Auftreten einer isolierten Sedimentzone im Westen am Inlandeisrande eine erhöhte Bedeutung zu und es ist sehr bedauerlich, dass die stratigraphischen Verhältnisse dieser Petermann-Serie noch so wenig geklärt sind. Es ist im Vorhergehenden dargelegt worden, dass wir innerhalb

der Petermann-Serie mit einem Überwiegen klastischer Sedimente zu rechnen haben dürften, obwohl Dolomite keineswegs zu fehlen scheinen. Ausserdem ist das Auftreten eines Konglomerats auf Dronning Louise-Land bekannt und als weiteres für unsere Frage sehr wichtiges Gestein enthält die Petermann-Serie den an der ostgrönländischen Küste als Geschiebe so weit verbreiteten *Scolithus*-Sandstein. Dieser letztere ist der einzige Anhaltspunkt, der bis jetzt für eine annäherungsweise Altersbestimmung dieser ganzen Formation existiert. *Scolithus*-Röhren gelten als typische Lebenszeichen unterkambrischer Meere. Auch in der unterkambrischen Ella-Island-Formation der ostgrönländischen Küste hat Poulsen *Scolithus* beschrieben. Es dürfte also mit einiger Sicherheit anzunehmen sein, dass in der Petermann-Serie auch altpaläozoische, mindestens unterkambrische Elemente enthalten sind. Es sind nun folgende Fälle denkbar:

Entweder ist die Petermann-Serie eine genaue Wiederholung der Eleonore-Bay-Formation,

oder die Petermann-Serie umfasst nur einen geringeren Zeitabschnitt.

Im ersten Falle besteht die Möglichkeit dafür, dass der präkambrische Anteil der Petermann-Serie in genau der gleichen Faziesabfolge ausgebildet ist, wie die Eleonore-Bay-Formation. Wie hoch hinauf der altpaläozische Anteil zur Ausbildung gekommen ist, liesse sich in diesem Fall überhaupt nicht sagen, ausser dass mindestens etwas Unterkambrium vorhanden sein muss.

In zweiten Falle könnte man unter Berücksichtigung der oben erwähnten westwärts gerichteten Transgression des präkambrischen Meeres die Möglichkeit in Betracht ziehen, dass die Petermann-Serie oder doch wenigstens ein grösserer Teil von ihr das litorale Faziesäquivalent des oberen Teiles der Eleonore-Bay-Formation darstellen. Diese Annahme wäre dann in den Vordergrund zu rücken, wenn es sich herausstellen sollte, dass die Gesamtmächtigkeit der Petermann-Serie tatsächlich erheblich geringer ist als die der Eleonore Bay-Formation. Infolge unserer geringen Kenntnisse von der Petermann-Serie ist es heute noch nicht möglich, eine sichere Entscheidung zu treffen.

Innerhalb des bekannten Verbreitungsgebietes der Eleonore-Bay-Formation sind die Sedimentationsbedingungen sehr gleichmässig gewesen. Dieses geht besonders eindringlich aus der grossen Horizontbeständigkeit der Schichten der Bunten Serie hervor. Eine ebenso grosse Beständigkeit haben wahrscheinlich auch die Schichten der Quarzitserie aufzuweisen, obwohl hier noch Einzeluntersuchungen ausstehen. Ob der Rhythmus der Abfolge von Kalk- und Dolomithorizonten im Verbreitungsgebiet der oberen Eleonore Bay-Formation überall der gleiche gewesen ist, kann nach den bisherigen Beobachtungen bezweifelt werden.

Die allgemeinen Sedimentationsbedingungen, die vor allen Dingen in der Bildung von oolithischen Kalken und algenführenden Dolomiten zum Ausdruck kommen, sind jedoch im gesamten Gebiet bis herauf nach Hochstetter Vorland stets die gleichen gewesen.

Die grosse Gleichartigkeit des Profils der Eleonore-Bay-Formation in ihrem ganzen heutigen Verbreitungsgebiet lässt vermuten, dass auch die Küste während der Sedimentationszeit ungefähr in derselben Richtung, also Nord—Süd, verlief, wie die Sedimentzone in ihrer gegenwärtigen Gestalt, sodass innerhalb dieser gegenwärtig erhaltenen Zone bei annähernd gleichen Abständen von der Küste auch annähernd gleichgeartete Sedimentationsbedingungen vorliegen konnten.

Es erhebt sich nunmehr die Frage, wo diese grosse Massen terrigenen Materials, die besonders im unteren Teil der Eleonore Bay-Formation angehäuft sind, herstammen. Es wurde gesagt, dass mit einiger Wahrscheinlichkeit die damalige Küste im Westen zu suchen sei, hier also auch das Land, das der Lieferant dieses Materials gewesen ist. Es muss sich also bedeutendes Hochland oder Gebirge zu jener Zeit im nördlichen Grönland befunden haben. Es liegt hier nicht die Notwendigkeit vor, in unsern Betrachtungen allzuweit auszuholen. Hält man an der Vorstellung von Nordgrönland als Bestandteil eines sehr alten archäischen Blockes fest, so gerät man bezüglich der Herkunft dieser grossen Massen klastischer Sedimente in der Eleonore-Bay-Formation in einige Schwierigkeiten. Diese Sedimente sind doch zweifellos ins ziemlich späte Präkambrium zu verlegen. Zwischen ihrer Bildung und der vorangehenden Konsolidierung des archäischen nordgrönländischen Blocks läge ein Zeitintervall in dem bereits eine vollständige Denudation des nordgrönländischen Schildes stattgefunden haben müsste.

Nun besitzen wir aber augenscheinlich in Nordgrönland auch Anzeichen für postarchäische gebirgsbildende Vorgänge und zwar hauptsächlich in Gestalt der Agpat-Formation, die KRUEGER (1930) in Nordwestgrönland im Umanak-Distrikt nachgewiesen hat. Hier und nördlich davon (s. auch L. KOCH 1929) ist eine Serie metamorpher Sedimente bekannt geworden, die von KRUEGER und KOCH aus verschiedenen Gründen für jünger als die weiter südlich bekannten archäischen Gneisse gehalten wird. Diese Serie oder äquivalente Gesteine sind nach KOCH wahrscheinlich bis hinauf nach Inglefield-Land zu beobachten. Es liegt also nach solchen Beobachtungen durchaus die Möglichkeit vor, im nördlichen Grönland mit einer orogenen Phase in postarchäischer, möglicherweise frühproterozoischer Zeit zu rechnen. Obwohl über die regionalen Auswirkungen dieser Phase mit Sicherheit sehr wenig gesagt werden kann, so ist doch die Möglichkeit vorhanden, dass sie nicht nur auf begrenzte Bezirke der gegenwärtigen Westküste, sondern darüber hinaus in grösseren Teilen des nördlichen Grönland wirksam

gewesen ist. Auf die allgemeine tektonische Bedeutung einer solchen Annahme soll noch später eingegangen werden. An dieser Stelle ist nur wichtig, dass wir auf diese Weise zu dem Verständniss der Bildung jener mächtigen Massen terrigener Sedimente kommen können, wenn wir nämlich in der Lage sind, sie von einem in früherer proterozoischer Zeit geschaffenen Landschaftsrelief herzuleiten. Die Einebnung dieses Reliefs muss in spätproterozoischer Zeit sicherlich Fortschritte gemacht haben, es dürfte aber für die Erklärung gewisser Vorgänge am Beginn des Kambriums noch von Bedeutung sein.

Das Algonkium schliesst in Ostgrönland — wie übrigens auch in Nordgrönland — durch eine allgemeine Hebungsphase ab und zwar muss diese Hebung sehr plötzlich erfolgt sein. Sie bildet den Abschluss der lang dauernden, langsam erfolgenden, kontinuierlichen Senkung, durch die die letzte Zeit des Präkambriums gekennzeichnet war.

Im Zusammenhang mit dieser Hebungsphase steht in Nordgrönland die Förderung diabasischer Eruptiva. Auch für Ostgrönland hat Backlund auf einem beschränkten Gebiet im inneren Moschusochsenfjord eine »subkambrische Effusivphase« feststellen können. Doch kommt dieser Phase keinesfalls eine regionale Bedeutung zu. Überall dort, wo die Grenze der präkambrischen und kambrischen Schichten zugänglich ist, kann man nichts weiter feststellen, als das vollständige Fehlen jeglicher Anzeichen einer subkambrischen eruptiven Tätigkeit. Nirgends konnte das Auftreten subkambrischer Effusivgesteine vermerkt werden. Intrusivgänge haben überhaupt nur eine äusserst geringe Verbreitung innerhalb der betrachteten Sedimentzone, sind meist diabasischer Natur und im allgemeinen wohl als kaledonisch anzusprechen.

In den Zeitraum der Landhebung an der Wende vom Präkambrium zum Kambrium fallen also in Ostgrönland so gut wie garkeine vulkanischen Paroxysmen. Hingegen fand ein anderes Ereigniss von erheblicher Bedeutung statt, eine Vereisung. Der an der Basis des Kambriums zu findende Tillit wurde 1929 von Poulsen und Kulling an verschiedenen Lokalitäten entdeckt. Seine Verbreitung wurde im Vorhergehenden genauer verfolgt und ist auf beiliegender Kartenskizze (Abb. 39) zur Darstellung gebracht. Es ist beachtenswert, dass diese Vereisung anscheinend auf den Osten Grönlands beschränkt geblieben ist, da L. Koch von der Basis des Kambriums in Nordgrönland keinen Tillit, sondern ein Transgressionskonglomerat berichtet. Über den Charakter und das Zentrum dieser Vereisung sind verschiedene Ansichten geäussert worden. Ich möchte annehmen, dass auch hierbei noch das in proterozoischer Zeit entstandene und in spätproterozoischer Zeit wohl noch nicht vollständig eingeebnete Hochland im Innern des nördlichen Grönland eine Rolle spielt. Dass es sich nur um eine lokale Vergletsche-

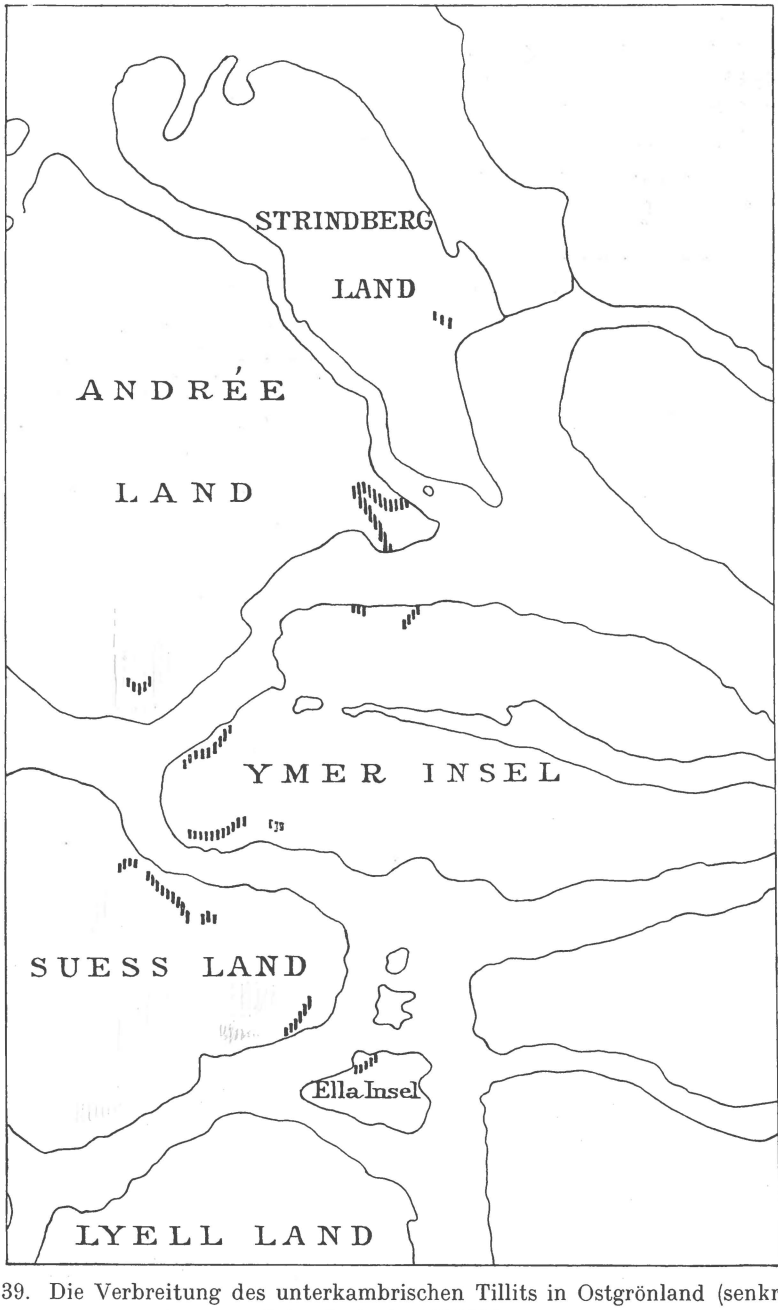


Abb. 39. Die Verbreitung des unterkambrischen Tillits in Ostgrönland (senkrechte Schraffur). (1:1000000.)

rung handeln kann, erweist sich ja deutlich durch das Fehlen von Vergletscherungsspuren in Nordgrönland.

Wie der Charakter der Unterlage des Tillits beweist, kann während der der Ablagerung der Eleonore-Bay-Formation folgenden Hebungszeit eine Denudation von bemerkenswertem Betrage kaum stattgefunden haben, da man über weite Strecken stets genau dieselben Horizonte der Kalk-Dolomit-Serie im Liegenden des Tillits antrifft. Die Hebung muss sich also im Gesamtgebiet einigermassen gleichmässig vollzogen haben und kann keineswegs zur Schaffung irgendwelcher beträchtlichen Niveaudifferenzen zwischen Land und Meeresspiegel geführt haben. Darüber hinaus liegt es nahe, anzunehmen, dass die Zeit der Trockenlegung nur von sehr geringer Dauer gewesen sein mag.

Der Tillit kommt in mehreren Horizonten zur Ausbildung, die durch Sandsteinbildungen voneinander getrennt sind. Die Stratigraphie des Tillitkomplexes weist, wie zu erwarten ist, an den verschiedenen Lokalitäten ein verschieden geartetes Gepräge auf, worin eben die ungleichartigen Sedimentationsbedingungen innerhalb einer glazialen Serie zum Ausdruck kommen.

Über dem Tillit finden wir die Sedimente des altpaläozoischen Sedimentationszyklus, der in seinen Grundzügen denselben Verlauf aufweist, wie der präkambrische. Die Tatsache, dass die ostgrönländischen Tillite an der Basis eines solchen neuen Sedimentationszyklus zu finden sind, ist auch dafür bestimmend, sie bereits dieser neuen Ära zuzuteilen und nicht an die vorhergehende, in sich abgeschlossene, anzugliedern. D. h. also, dass der Tillit und damit die Vereisung sinngemäss an den Beginn des Kambriums zu setzen und die Grenze zwischen Präkambrium und Kambrium an der Basis des Tillits zu ziehen ist.

Über dem Tillit folgen zunächst mächtige Serien vorwiegend schiefriger, dann sandiger und quarzitischer Sedimente. Der Übergang zu kalkig-dolomitischer Sedimentation erfolgt erst in der Hyolithus-Creek-Formation, geht da aber ziemlich plötzlich vor sich. Der gesamte Rest des in Ostgrönland vorhandenen Altpaläozoikums, also bis hinauf zum Ordovizium, besteht dann aus mächtigen Serien von Kalken und Dolomiten. Es spiegelt sich hierin also genau derselbe epirogene Senkungsvorgang wieder, wie er aus der Sedimentfolge auch für die spät-präkambrische Zeit abzulesen ist.

In diesem Zusammenhang muss noch einmal auf die Petermann-Serie eingegangen werden, und besonders auf die Bedeutung des Fundes von dieser Serie entstammenden *Scolithus*-Quarziten. Die *Scolithus*-Funde im Unterkambrium der Küste liegen hoch über dem Tillit. Wollte man den *Scolithus*-Quarzit der Petermann-Serie, der ja anstehend bis jetzt nicht bekannt ist, in derselben Weise einstufen, so würde man also annehmen können, dass auch die Petermann-Serie fossilführende

Schichten mindestens noch unterkambrischen Alters umfasse. In einem solchen Falle könnte man natürlich auch mit gutem Grunde vermuten, dass der Tillit dann vielleicht im Gebiet der Petermann-Serie wiederzufinden sein müsste. Hierzu geben jedoch die oben eingehend durchgesprochenen Geschiebefunde keinerlei Anhaltspunkte.

Greifen wir aber auf die oben gemachte zweite Annahme zurück, dass also die Petermann-Serie nur dem oberen Teil der Eleonore-Bay-Formation gleichzusetzen ist und als deren litorales Faziesäquivalent betrachtet werden kann, so besteht die Möglichkeit den *Scolithus*-Quarzit unmittelbar an die subkambrische Hebungsphase anzuschliessen. Seine Bildungszeit müsste dann unmittelbar der Vereisung und Tillitbildung vorangegangen sein. Der *Scolithus* der Petermann-Serie wäre

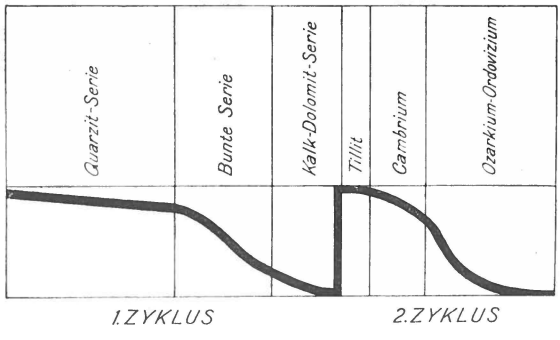


Abb. 40. Die epirogenen Bodenbewegungen in der kaledonischen Geosynklinale Ostgrönlands.

in diesem Falle älter als der *Scolithus* des Unterkambriums der Küste. Auch hier scheitert eine Entscheidung wieder an unserer Unkenntniss von den stratigraphischen Verhältnissen der Petermann-Serie.

Der altpaläozische Zyklus, der ausser unterkambrischen noch ozarkische, kanadische und frühordovizischen Anteile umfasst, kommt augenscheinlich im frühen Ordovizium zum Abschluss. Es ist allerdings wohl unmöglich, zu sagen, ob die höchsten gegenwärtig erhaltenen Glieder dieses Zyklus auch wirklich die letzten in diesem Sedimentationsbereich zum Absatz gekommenen Sedimente gewesen sind. Es liegt im Bereich der Möglichkeit anzunehmen, dass auch in Ostgrönland die Sedimentation noch während des Ordoviziums fortdauerte und dass nur die Produkte dieser Sedimentation postkaledonischer Abtragung zum Opfer gefallen sind, besonders, wenn man sich vergegenwärtigt, dass gerade das Ordovizium in Nordgrönland in so vorzüglicher Ausbildung vorliegt. Die Lagerungsverhältnisse des Kambro-Ordoviziums in Ostgrönland würden die Möglichkeit einer solchen Annahme nicht ausschliessen.

Immerhin kann es doch nicht als ganz sicher angesehen werden, dass die Hebung am Schluss des ersten paläozischen Zyklus in Nordgrönland und in Ostgrönland gleichzeitig erfolgte. Es muss natürlich auch mit der Möglichkeit gerechnet werden, dass in Ostgrönland die Sedimentation früher aufhörte, die Hebung also auch früher erfolgt ist.

Es hat sich nun also innerhalb der prädevonischen Schichten ein zweifacher Rhythmus herausgestellt, der seinen Ausdruck in dem gleichsinnigen Verlauf des präkambrischen und des kambro-ordovizischen Sedimentationszyklus findet.

Der in Nordgrönland vorhandene dritte Zyklus zu gotlandischer Zeit ist in Ostgrönland sicher nicht mehr zur Ausbildung gekommen. Das Fehlen gotlandischer Sedimente kann hier nicht mehr auf Rechnung der postkaledonischen Denudation gesetzt werden. Die kaledonischen und postkaledonischen Vorgängen sollen im Übrigen erst im nächsten Kapitel behandelt werden.

Zum Schluss ist es noch notwendig, sich mit der Stellung jener »metamorphen Sedimente« zu beschäftigen, die auf Nörlund-Land gefunden worden sind und die, wie ausgeführt wurde, wahrscheinlich mit denen zu parallelisieren sind, die L. Koch im Südteil der Koldewey-Insel nachgewiesen hat. Leider existieren für die Altersbestimmung dieser Sedimente bis jetzt nicht die geringsten Anhaltspunkte. Die vollständigsten Profile scheinen auf der Koldewey-Insel vorzuliegen und eine Untersuchung dieser Gesteine wäre dort dringend erwünscht, da nur dann sich vielleicht feststellen liesse, ob dieser Serie eine gewissen Ähnlichkeit mit der Eleonore-Bay-Formation zukommt oder nicht. Bei der erwähnten grossen Horizontbeständigkeit der Schichten der Eleonore-Bay-Formation wäre es mit Sicherheit zu erwarten, dass einige Leithorizonte dort wiedergefunden werden könnten, falls tatsächlich die Sedimente der Koldewey-Insel demselben Sedimentationszyklus angehören sollten. Die bisher vorliegenden Beobachtungen gestatten es keineswegs, etwa eine solche Annahme heute schon als sicher zu unterstellen. Da die Untersuchungen auf Nörlund-Land ergeben haben, dass wir es in diesen Sedimenten mit Resten desjenigen Materials zu tun haben, aus dessen Metamorphose die Gneisse dieser Gegend hervorgegangen sind, so kommt der Beantwortung der Frage nach ihrem Alter natürlich eine ganz ausserordentlich grosse Bedeutung zu. Vorläufig lässt sich nur soviel darüber aussagen, dass diese Gesteine wahrscheinlich präkambrisch sind, dass aber darüber hinaus ihr Alter nicht näher zu fixieren ist. Sie können möglicherweise der Eleonore-Bay-Formation zuzurechnen sein, was sich leicht durch eine nähere Untersuchunge der Koldewey-Insel feststellen lassen müsste, sie können aber auch mit derselben Wahrscheinlichkeit erheblich älter sein, und wären dann in einen früheren Abschnitt des Proterozoikums zu versetzen.

Zusammenfassung über den tektonischen Bau der sedimentären Zone zwischen Payerland und Kempefjord.

Es dürfte aus den Darlegungen über die regionalen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet mit aller Deutlichkeit hervorgegangen sein, dass die sedimentäre Zone soweit sie untersucht werden konnte, also zwischen Payer-Land und Kempe-Fjord in einen nördlichen ungefalteten, bezw. kaum gefalteten und einen südlichen gefalteten Teil zerfällt. Ohne Rücksicht auf die Zeit der Herausbildung der verschiedenen tektonischen Formen, soll im Folgenden zur Erleichterung der Übersicht nur der gegenwärtige tektonische Bau dieser Zone in seinen Grundzügen klar herausgestellt werden. Die Grenze zwischen den beiden erwähnten Teilen lässt sich natürlich nicht sehr genau markieren. Sie ist auch nicht in Form einer Linie, sondern nur in Form einer Übergangszone anzugeben und diese ist im westlichen Andrée-Land zwischen Geologfjord und Eleonorebucht zu suchen.

Der nördlichste Ausläufer der Sedimentzone stellt sich als ein grabenartig zwischen Gneiss eingesunkener Streifen von Kalk-Dolomit Serie dar. Nach Süden setzt sich diese Grabenscholle fort und ist über den Ostenfeld-Nunatak nach Reservation-Land zu verfolgen. Weiter im Süden begegnen wir ihr wieder im Südteil von Ole Rømer-Land, von wo wir sie nach Strindbergland verfolgen können. Im südlichen Teil von Strindbergland findet eine Verbreiterung und gleichzeitige Auflösung in zahlreiche Einzelschollen statt, wie am Profil des Geologfjordes zu erkennen ist. Die Hauptscholle jedoch ist weiter auf Andréeland über Kap Weber bis nach der Ymerinsel zu verfolgen. In ihrem Südteil senkt sie sich nach Süden ab, sodass bei Kap Weber und auf der Ymerinsel auch noch die hangenden Schichten des Altpaläozoikums vorhanden sind. An der Nordküste der Ymerinsel erreicht diese Scholle sehr wahrscheinlich ihr Südende. Auf der Skizze Abb. 41 ist diese Scholle mit »C« bezeichnet. Sie weist, wie aus obigem hervorgeht, ebenfalls eine mindestens zweiteilige Gliederung auf. Der Teil nördlich des Waltershausengletschers besteht aus einem verhältnismässig schmalen ungestörten Streifen. Vielleicht gehört hierzu auch die Zone der Kalk-Dolomit-Serie nördlich des Bunten Tales auf Strindbergland. Südlich des Bunten Tales erweitert sich diese Zone jedoch zu einem Schollenkomplex, bei dem in Allgemeinen die östlichen Schollen etwas tiefer abgesunken sind im Verhältniss zu den westlichen. Doch bildet, wie aus der Karte hervorgeht, dieses ganze aus Kalk-Dolomit-Serie bestehende Gebiet einen ziemlich einheitlichen Schollenkomplex, der gegen die weiter westlich gelegenen Schollen deutlich abgesetzt ist. Dass hier nicht nur Längsstörungen, sondern auch Querstörungen eine Rolle spielen, tritt am

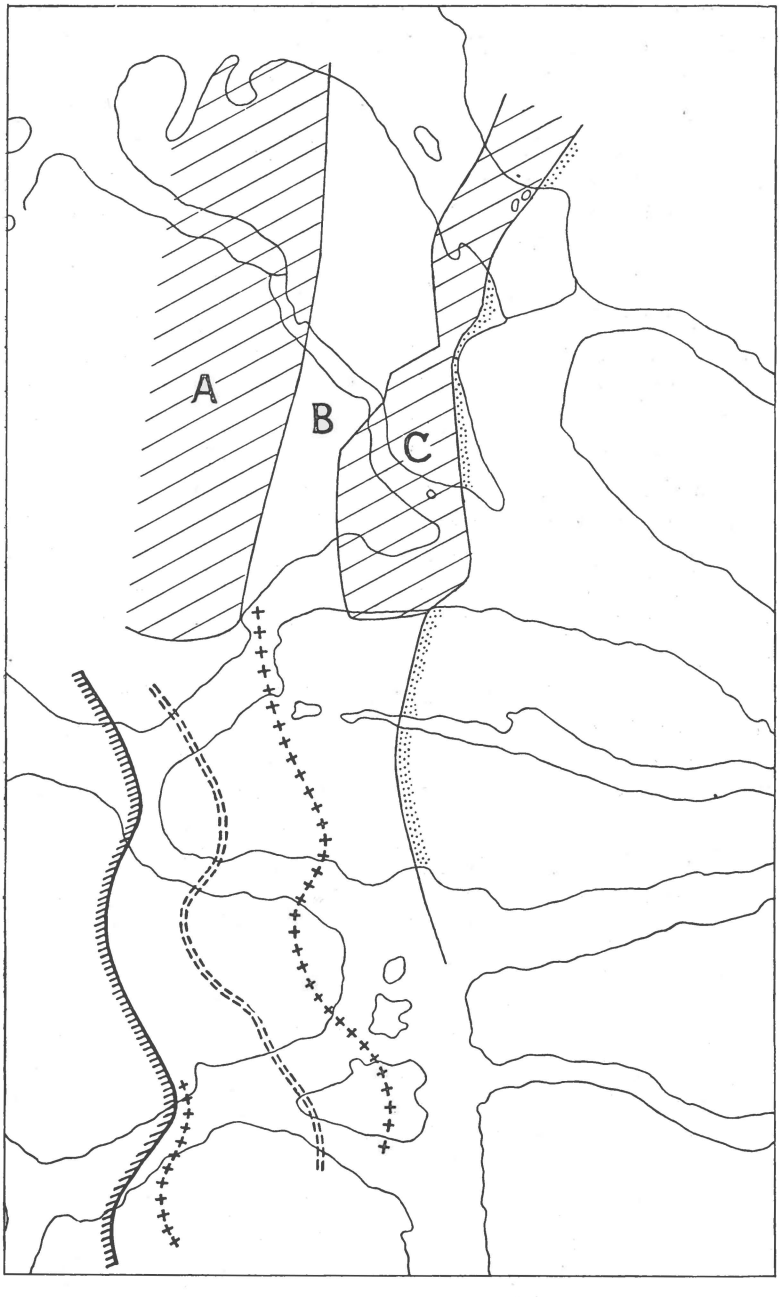


Abb. 41. Der tektonische Bau des mittleren Teils der präkaledonischen Sedimentzone Ostgrönlands. Im Norden das Bruchstaffelfeld: A Quarzitserie, B Bunte Serie, C Kalk-Dolomit-Serie. Im Süden das Faltenfeld: ++++ Sattelachsen, ==== Muldenachse, Kammlinie: Gneissrand. Punktiert: der Westrand der gegenwärtigen Devonbedeckung. (1:100000.)

augenfälligsten bei der Erhaltung des eingesunkenen Kambriums an der Nordseite des Bunten Tales in Erscheinung.

Das nächste Hauptelement nach Westen zu ist eine Scholle (»B«), die Gesteine der Bunten Serie umfasst. Diese ist im mittleren Teil des Geologfjords und an der Nordostseite des Strindberglandes, sowie auch noch auf Ole Rømer-Land vorhanden. Hier erreicht sie jedoch augenscheinlich ihr Nordende, da sie im Gebiet des Wordiegletschers keine Fortsetzung mehr besitzt. Die Schichten dieser mittleren Scholle sind in weitwürfigen Verbiegungen angeordnet. Verwerfungen sind hier selten. Stärkere Faltung gibt es in diesem Bereich nur am Westufer des Geologfjordes. Nach Süden findet diese Scholle ihre unmittelbare Fortsetzung in dem Faltungsbereich, der sofort näher besprochen werden soll.

Zunächst treffen wir im nördlichen Gebiet noch auf eine weitere, bisher westlichste Bruchscholle (»C«), in der die tiefsten Glieder des Präkambriums sich finden. Diese Scholle ist von der Gegend nördlich des Teufelsschlosses bis zum inneren Geologfjord zu verfolgen. Ihre weitere Erstreckung nach Norden ist nicht bekannt. Auch in diesem Komplex findet sich etwas stärkere Faltung am Westufer des Geologfjordes, während sonst im Allgemeinen die Lagerungsverhältnisse ziemlich ruhig sind.

Wir erkennen somit in dem Bau des nördlichen Teiles der Sedimentzone eine Bruchstaffelung, die aus einer sprungweisen Heraushebung der jeweils westlich gelegenen Scholleneinheiten resultiert. Die östlichste Scholle ragt am weitesten nach Norden in die Gneisse von Payer-Land hinein, während das Nordende der mittleren und der westlichsten Scholle auf Ole Rømer-Land oder Stenoland zu suchen ist.

Der Bau des südlichen Teils der Sedimentzone ist demgegenüber ein grundlegend anderer. Die Untersuchung der Verhältnisse an der Eleonorebucht zeigte, dass die mittlere Scholle des nördlichen Teils in direkter Fortsetzung an den tektonischen Bau des Südteils der Sedimentzone ansetzt. In diesem südlichen Teil kann die Lagerung auf eine sehr einfache Bauformel zurückgeführt werden: Es handelt sich um eine Anordnung von Antiklinalen und Synklinalen, die zwar durch jüngere Verwerfungen etwas verändert, aber keineswegs zerstört worden sind.

Die eine grosse Antiklinale nimmt ihren Anfang in der Gegend der Eleonorebucht zwischen Teufelsschloss und Kap Petersen. Hier kommen in ihrem Kern noch die obersten Glieder der Quarzitserie unter der sonst vorherrschenden Bunten Serie heraus. Sie zieht sich dann wohl über die Ymerinsel und wird wieder an der Südseite des Ymerinsel angeschnitten. Der Sattelkern liegt hier in dem grossen Tal westlich des Angelinberges, während der Angelinberg selbst den Ostflügel der Antiklinale enthält. Der Westflügel dieser Antiklinale zeichnet sich auf der

Ymerinsel, wie auch auf der Südseite von Andréeland durch starke Schichtensteilstellung aus.

Beim Antarctic-Sund biegt die Sattelaxe um und schwenkt nach der Küste des Suesslandes hinüber und folgt dann wahrscheinlich ziemlich dicht dem Ostufer von Suessland. Ihre südliche Fortsetzung dürfte in der Antiklinale der kambro-ordovizischen Schichten im östlichen Teil der Ella-Insel zu suchen sein. (S. L. Koch 1929, Poulsen 1932). Die Sattelaxe fällt also nach Süden hin ab.

Dem Verlauf dieser Antiklinale entspricht genau der Verlauf der im Westen angegliederten Synklinale, deren Beginn wir in den Bergen östlich des Junction-Tales auf Andreéland zu suchen haben. Wie weit von hier aus noch eine nördliche Fortsetzung zu suchen ist, entzieht sich noch der Kenntnis. Jedenfalls ist diese Synklinale von Andréeland deutlich durch die westliche Ymerinsel nach Suessland zu verfolgen. Auf der Ymerinsel liegt allerdings eine Verwerfung fast genau in der Muldenaxe. Vollständig parallel dem Verlauf der besprochene Sattelaxe schwenkt auch die Muldenaxe beim Überschreiten des Antarctic-Sundes in eine südsüdwestliche Richtung um. Bei der Durchquerung des Suesslandes muss dann wieder ein Rückbiegen in die ursprüngliche Richtung stattfinden. Im Kempefjord kommt die Mulde wenig westlich der Südostecke des Suesslandes heraus. Es scheint, dass sie ihre südliche Fortsetzung in der Mulde des Bastionfelsens des westlichen Teiles der Ella-Insel, findet. (Vergl. die Abb. von Poulsen, 1932). Diese Mulde ist in ihrem Südteil, also hauptsächlich auf Suessland, von späteren Längsverwerfungen durchsetzt, wie an den Profilen des Antarctic-Sundes ebenso sichtbar wird, wie an der Nordseite des Kempefjordes. Hierdurch kann eine kleine Unsicherheit über den genauen Verlauf der Muldenaxe entstehen. Im Allgemeinen dürfte der Verlauf aber doch der sein, wie er auf Abb. 41 darzustellen versucht wird.

Am Südufer des Kempefjordes springt das Kristallin der inneren Fjordregion weit zurück. Dies gibt die Möglichkeit zur Ausbildung eines weiteren Faltenelements im Bereich der sedimentären Zone. Wir sehen denn auch am Südufer des Kempefjordes eine neue Antiklinale sich aufwölben, deren westlicher absteigender Flügel dann, wie beschrieben, von dem Gneissrande abgeschnitten wird.

Es ist anzunehmen, dass sich dieser Sattel- und Muldenbau auch südlich des Kempefjordes weiter verfolgen lässt und das man der Fortsetzung jedenfalls der westlichen Elemente dieses Baus im Bereich des Segelsälskapets-Fjordes wieder begegnen muss. Leider konnten aber die Untersuchungen nicht bis in diese Gegend ausgedehnt werden.

Was bei der Betrachtung dieses Baus und bei einem Blick auf die Skizze Abb. 41 am meisten in die Augen fällt, ist die Parallelität im Verlauf der Sattel- und Muldenaxen mit dem Ostrande des zentralen

kristallinen Komplexes, und weiterhin die Tatsache, dass dort, wo dieser Ostrand weit nach Westen zurückspringt, also im nördlichen Lyell-Land (Südufer des Kempefjordes), noch ein weiteres Faltenelement in Gestalt eines neuen Sattels eingeschoben wird.

Dass die Gesteine der sedimentären Zone an ihrem Westrande auf das Kristallin der inneren Fjordregionen aufgeschoben ist, ist eine von verschiedener Seite festgestellte Tatsache. Man gewinnt nun ohne weiteres den Eindruck, dass der dargelegte Faltenwurf der Sedimente mit dieser Aufschiebung im Westen in ursächlichem Zusammenhang stehen muss. Die westwärts gerichtete Aufschiebung der Sedimente auf das Kristallin führte gleichzeitig zu einer Zusammenstauchung und Faltung der aufgeschobenen Sedimente. Hierbei kann man daran denken, dass die Sedimente über eine bedeutende Strecke auf einer Scherfläche entlanggeschoben und dabei gefaltet wurden, man kann aber auch in Betracht ziehen, dass der Überschiebung an steiler Fläche Widerstand geleistet und die Faltung auf diese Weise herbeigeführt wurde.

Diese Vorgänge setzen es ja voraus, dass der zentrale »metamorphe Komplex« in der inneren Fjordregion zur Zeit, als diese Bewegungen in Erscheinung traten, schon als starres Widerlager existierte.

Falten- und Bruchtektonik im kaledonischen Bau.

Sucht man nach Anhaltspunkten für die zeitliche Festlegung der Herausbildung der im Vorhergehenden beschriebenen tektonischen Formen, so muss man zunächst zwei grundsätzlich wichtige Dinge festhalten:

1. Die präkambrischen und kambro-ordovizischen Sedimentkomplexe haben einheitlich reagiert. Es gibt keinerlei Andeutung orogener Vorgänge an der Wende von Algonkium zu Kambrium. Stets und überall herrscht vollkommene Konkordanz zwischen präkambrischen und kambrischen Schichten. Damit entfällt die Möglichkeit, irgend eine der beobachteten tektonischen Äusserungen in ältere Zeiten als das Ordovizium zu setzen.

2. Einwandfreie prädevonische Verwerfungen sind in geringer Zahl bekannt. Da die präkambrisch-kambro-ordovizische Sedimentzone gegenwärtig fast gänzlich des Deckgebirges ermangelt, kann das Alter der Bruchtektonik im Allgemeinen nur durch mittelbare Schlussfolgerungen festgelegt werden, da ja für die Herausbildung von Verwerfungen in diesen Sedimenten dann die gesamte postordovizische Zeit zur Verfügung steht.

Die Prämissen sind also nicht günstig. Nur vergleichende Betrach-

tung des Baus der verschiedenen geologischen Zonen Ostgrönlands kann helfen.

Wer den äusserst eintönigen, breiten Devongürtel der Gausshalbinsel oder der Ymerinsel durchquert hat, wo kaum Verwerfungen, nur weitwürfige Verbiegungen auftreten (s. auch FREBOLD, 1932), und dann in die Zone der prädevonischen Sedimente in den inneren Fjordgebieten eintritt, wird sich dem Eindruck nicht verschliessen können, dass man es hier mit einem andersartigen Gebirge zu tun hat, das eine andere, bewegtere Geschichte hinter sich hat, als die Sedimente des Devons, dass sich hier also Krustenbewegungen abgespielt haben, die in die Zeit vor der Ablagerung der devonischen Sandsteine zu verlegen sind.

Diesen Tatbestand hat bereits L. KOCH (1929) dargestellt und BACKLUND erweiterte die Vorstellung von den kaledonischen Vorgängen mit recht weitreichenden Konsequenzen. Einer gewaltigen kaledonischen Orogenese, begleitet von tiefgreifender regionaler Metamorphose sollte der grösste Teil der ostgrönländischen Gneisse seine Entstehung verdanken.

Eine andere Vorstellung entwickelten WORDIE und nach ihm PARKINSON & WHITTARD, sowie WISEMAN, die dem Gneiss ein archäisches Alter zusprachen und das Wirkungsfeld der kaledonischen Orogenese in Ostgrönland auf Bruchtektonik und oberflächliche Überschiebungen geringen Ausmasses beschränken wollten.

Beiden Anschauungen ist die Annahme tektonischer Vorgänge überhaupt zu kaledonischer Zeit gemeinsam. Bezügliche des Ausmaasses und der Konsequenzen dieser Vorgänge sind die Anschauungen jedoch von tiefster Gegensätzlichkeit.

Ich möchte aber glauben, dass die Frage nach dem Alter der Gneisse sich nicht in der einfachen Alternative: archäisch oder kaledonisch? erschöpfen kann.

Zunächst sei aber auch weiterhin möglichst ausschliesslich der Bauplan der sedimentären Zone betrachtet, dessen Bedeutung für die Entzifferung des Ausmaasses der kaledonischen Prozesse in Ostgrönland bis jetzt kaum genug gewürdigt zu sein scheint. Dabei ist es nötig zwei zeitlich nicht unbedingt zusammengehörige Vorgänge zu trennen: Faltenwurf und Schollenbildung. Es sei deshalb zunächst die Voraussetzung gemacht — deren Richtigkeit allerdings nicht unbedingt beweisbar ist —, dass die Bruchbildung ein der Faltung folgender Prozess gewesen ist, wobei es zunächst unerheblich ist, in welchem Zeitraum die Bruchbildung auf die Faltung folgte. Wir gewinnen jedoch durch diese Konstruktion die Möglichkeit, uns ein Bild von der Lagerung der Sedimentserie zu machen, wie sie sein würde, wenn eine Bruchbildung überhaupt nicht stattgefunden hätte.

Schon im vorigen Kapitel wurde dargelegt, in welch engem Zusam-

menhang die Anordnung der Faltenelemente im südlichen Teil des Sedimentärgebietes mit dem Verlauf des Gneissrandes steht und dass die Herausbildung des Faltenwurfes zeitlich an die Aufschiebung der Sedimente über das Kristallin im Westen geknüpft sein dürfte. Das Alter dieses Faltungs- und Überschiebungsvorganges ist nur insofern sicher bestimmbar, als es jünger als Unter-Ordovizium sein muss. POULSEN ist geneigt, das Fehlen von Gotlandium in Ostgrönland dem Umstande zuzuschreiben, dass der geosynklinale Trog Ostgrönlands bereits am Schluss des Ordoviziums gefaltet wurde. Er rechnet also mit Faltungsvorgängen die der takonischen Phase entsprechen. An ein ähnliches Alter denken wohl auch PARKINSON & WHITTARD (1931). Es muss aber doch darauf hingewiesen werden, dass für die hier zur Diskussion stehenden orogenen Vorgänge grundsätzlich die gesamte Zeit etwa vom mittleren Ordovizium bis zum Mittel- oder vielleicht Ober-Devon zur Verfügung steht, und dass wir über kein Mittel verfügen, diese Vorgänge innerhalb dieses Zeitraums wirklich exakt einzustufen. Ebenso möglich, wie ein takonisches Alter der Faltung ist auch die Annahme, dass wir es während oder am Schluss des Ordovizium mit einer rein epirogenen Heraushebung des Meeresbodens zu tun haben, worauf dann das Fehlen jüngerer Ablagerungen im präkaledonischen Zyklus zurückzuführen ist, und dass die orogenen Vorgänge erst später eingesetzt haben. Alle Altersbestimmungen müssen also innerhalb eines verhältnissmässig weiten Rahmens unsicher bleiben.

Nun darf man aber überhaupt diesen kaledonischen Faltungen keine so überragende Bedeutung beimessen, denn man darf nicht vergessen, dass weite Gebiete der zur Diskussion stehenden sedimentären Zone so gut wie garnicht gefaltet worden sind. Der auf Lyell-Land, Suess-Land, der Ymerinsel und z. T. auch noch Andréeland beobachtete Faltenwurf glättet sich nach Norden zu aus. Übrig bleiben flache Wellungen und unbedeutende Flexuren, stellenweise überhaupt ungestörte horizontale Lagerung. Dass die Verhältnisse sich soweit nach Norden hin gleich bleiben, wie wir überhaupt im stande sind es zu verfolgen, geht aus der Lagerung der Sedimente am Muschelberg auf Hochstetter Vorland hervor, wo zwar Verwerfungen, aber kaum Faltung vorhanden ist.

Wenn im Südteil des Gebietes der Faltenwurf mit den randlichen Überschiebungen des Sedimentkomplexes in ursächlichen Zusammenhang gebracht werden musste, so lässt die Lagerung der Sedimente im nördlichen Teil dieser Zone wohl den Schluss zu, dass hier eine solche Überschiebung nicht stattgefunden hat, oder wenn sie doch vorliegt, dann nur ein wesentlich geringeres Ausmass erreichen kann. Der Norden ist in jedem Falle tektonisch wesentlich ruhiger als der Süden.

Für die Beurteilung dieser Bewegungen wäre es natürlich sehr wichtig

etwas Näheres über die Art des Westbegrenzung des zentralen Kristallins gegen die Petermann-Serie hin zu wissen. Die bisher einzigen darüber vorliegenden Angaben von WORDIE & WHITTARD (1930) vom Nordenskiöld-Gletscher lassen nur erkennen, dass der Kontakt hier durch jüngeren Granit verdeckt wird. Solche Granite am Kontakt gegen die Sedimentzone sind übrigens auch an der Ostseite des Kristallins bisweilen vorhanden, was BACKLUND besonders hervorgehoben hat. Ihr Aufdringen steht mit den Überschiebungsvorgängen in zeitlichem Zusammenhang, doch haben sie keine wesentliche Metamorphose der Sedimente bewirken können.

Wir haben bei vorstehenden Betrachtungen die Altersfrage des »metamorphen Komplexes« vollkommen ausgeschaltet. Sie spielt auch für die hier interessierenden Fragen keine entscheidende Rolle. Von Wichtigkeit ist nur die Feststellung, dass das westliche kristalline Massiv der inneren Fjordregionen als solches bereits existiert haben muss zu dem Zeitpunkt, als die Vorgänge einsetzten, die zu der Herausbildung des im Vorhergehenden beschriebenen tektonischen Baus führten. Daraus folgt wieder, dass vor dem Einsetzen dieser Vorgänge die Lagerung der Sedimente allenthalben — nicht nur im Norden — vollständig ungestört gewesen sein muss.

In dem hier geschilderten Bauplan erkennen wir jedenfalls mit aller Deutlichkeit die Ausdrucksformen einer reinen Oberflächentektonik, die jede Beziehung zu tiefer liegenden interkrustalen Vorgängen vermissen lässt.

Gegenüber diesen Feststellungen, die sich ja auf einwandfrei prädevonische (genauer: prä-mittel—bis -oberdevonische) Vorgänge beziehen, ist nun die Frage nach dem Zeitpunkt des Einsetzens der Bruchtektonik von geringerer Bedeutung. Es liegt kein Grund vor anzunehmen, dass nicht ein Teil der Verwerfungen, besonders der Hauptverwerfungen von bedeutender Sprunghöhe, bereits im Verlauf des Faltungsprozesses selbst oder in unmittelbaren Anschluss daran zur Ausbildung gekommen sind. Die Möglichkeit zum exakten Nachweis des Alters der Verwerfungen ist, wie schon betont wurde, im Allgemeinen gering. Nachweislich prädevonische Verwerfungen sind jedoch bekannt, aber leider an so isolierten Stellen wie etwa im unteren Moschusochsenfjord, wo sie uns bei einem Versuch der Gesamtausdeutung der Blockbildung nicht sehr unterstützen. Eine Reihe von grösseren Verwerfungen im südlichen Faltungsgebiet, besonders solche, bei denen Pressungsvorgänge zum Ausdruck kommen, machen sehr den Eindruck, als wenn sie zeitlich und ursächlich im Zusammenhang mit den Faltungsvorgängen gestanden haben.

Man wird zweifellos auch in vielen Fällen daran denken müssen, dass ältere prädevonische Verwerfungen in späterer Zeit wieder auf-

gelebt sind, dass erneute vielleicht ganz gegensätzlich gerichtete Bewegungen an ihnen stattgefunden haben, welche den Charakter der anfänglich stattgefundenen verschleiern. Es sei hierbei an die weiter ostwärts gelegene grosse Störungszone, die »Koch'sche Linie« erinnert, für die FREBOLD (1932) ein erstmaliges Erscheinen zwischen Unter- und Oberkarbon oder im Oberkarbon annimmt, wobei der Osten gegenüber dem Westen gehoben wurde. In späterer mesozoischer Zeit ist dann diese grössere Störung wieder belebt worden, und zwar wurde nun an ihr der Westflügel gegenüber dem Osten herausgehoben.

An einigen Stellen innerhalb der betrachteten Zone der präkaledonischen Sedimente weisen die Verhältnisse an den Verwerfungen auf mehrfache Bewegungen hin. Ich möchte hier nur auf die Verwerfung zwischen der Bunten Serie und der Kalk-Dolomit-Serie an der Ostseite des Geologfjordes hinweisen (Taf. 2, Fig. 1), an der gegenwärtig Kalk-Dolomit-Serie an Bunter Serie abgesunken ist. In der gegenwärtige Lage erscheint also der Ostflügel abgesunken zu sein und doch weisen die Aufrichtungserscheinungen am Westflügel der Verwerfung darauf hin, dass hier eine andere Bewegungsphase mit entgegensetztem Bewegungssinn vorausgegangen sein muss.

Betrachtet man aber das Bruchschollenland nördlich des Andrée-Landes in seiner Gesamtheit, so kann man mit einiger Sicherheit annehmen, dass seine heute am wesentlichsten hervortretenden Charakterzüge erst in postdevonischer Zeit herausgebildet worden sind. Eine Begründung hierfür kann man darin sehen, dass in die treppenartige Bruchstaffelung des Strindberg-Landes auch das Devon mit einbezogen ist. Es ist möglich, dass die Entstehung dieser grossen Staffelbrüche zu etwa derselben Zeit erfolgte, in der auch die Koch'sche Linie angelegt worden ist. Dabei ist es denkbar und sogar wahrscheinlich, dass diese Bruchbildung teilweise an bereits in prädevonischer Zeit angelegten Störungen erfolgte, an denen früher einmal vielleicht ganz andersartige Bewegungen stattgefunden hatten.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Gegenstand der vorliegenden Untersuchung sind die Lagerungsverhältnisse der prädevonischen Sedimente Ostgrönlands zwischen dem 73. und 76. nördl. Breitengrad. Drei verschiedene Elemente sind hier bekannt:

1. Die zentrale Zone der inneren Fjordregion, welche einen präkambrischen (Eleonore-Bay-Formation) und einen kambro-ordovizischen Sedimentationszyklus umfasst. Der Verlauf beider Zyklen

ist gleichsinnig. Beide Serien beginnen mit quarzitischen Sedimenten und enden mit kalkig-dolomitischen. Die Basis des Kambriums ist durch einen Tillit ausgezeichnet. Die marine Sedimentation des Kambro-Ordoviciums beginnt erst oberhalb des Tillits. Zwischen Kambrium und Präkambrium herrscht völlige Konkordanz. Innerhalb der Sedimente des präkambrische Zyklus werden in Anlehnung an BACKLUND drei Abteilungen unterschieden: die basale Quarzit-Serie von mindestens 1500 bis 2000 m Mächtigkeit, die mittlere Bunte Serie, innerhalb deren sich der Übergang von quarzitischer zu kalkig-dolomitischer Sedimentation vollzieht, und die hangende Kalk-Dolomit-Serie. Die Basis der präkambrischen Sedimente ist nicht bekannt. Der Hebungsvorgang nach Ablagerung der Kalk-Dolomit-Serie hat sich plötzlich vollzogen.

2. Die westliche Zone der Petermann-Serie (WORDIE), die bis jetzt sehr wenig bekannt ist. Ihre stratigraphischen Verhältnisse sind unbekannt, quarzitische Sedimente scheinen jedoch zu überwiegen. Aus dieser Formation stammt der überall an der Küste als Geschiebe weit verbreitete Scolithusquarzit. Es ist möglich, dass die Petermann-Serie mit der gesamten Eleonore-Bay-Formation gleichzusetzen ist. Es ist aber auch möglich, dass sie nur dem oberen Teil dieser Formation entspricht und die litorale Randfazies der oberen kalkigen Partien der Eleonore-Bay-Formation darstellt, da anzunehmen ist, dass die aus der Sedimentfolge der Eleonore Bay-Formation abzulesende Eintiefung des Sedimentationsraumes in spätpräkambrischer Zeit mit einer Westwärtsverlegung der Küstenlinie in Zusammenhang gestanden hat. Jedenfalls enthält aber die Petermann-Serie wahrscheinlich auch noch kambrische Schichten unbekannten Alters.

3. Die metamorphen und gefalteten Sedimente von Nörlund-Land und der Koldewey-Insel im Norden, über die ebenfalls noch nähere Informationen nötig sind. Soweit bis jetzt bekannt, handelt es sich im Wesentlichen, wenn nicht ausschliesslich, um Quarzite, die sehr wahrscheinlich präkambrischen Alters sind. Darüber hinaus ist eine Altersfestlegung nicht möglich. Insbesondere ist die Beziehung zu den Sedimenten der Eleonore-Bay-Formation noch ganz unsicher.

Am besten untersucht ist die erste Zone, die sich von Payer-Land im Norden südwärts bis zum Scoresby-Land erstreckt. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich vorwiegend mit einem nördlichen Teil dieser Zone von 220 km Länge. Der Bau dieser Zone wird an Hand einer Reihe von Profilen genauer beschrieben. Im Südteil des untersuchten Gebiets zeigt sich ein Synklinal-Antiklinal-Bau, der in engem Zusammenhang mit dem Verlauf des Westrandes der Sedimentärzone steht. Da die Sedimente nach Westen im Bereich der grossen Fjorde über das Kristallin des sogen. »zentralen metamorphen Komplexes« überschoben sind, so

ist die Annahme gerechtfertigt, dass die Herausbildung des erwähnten Faltenwurfs zeitlich und ursächlich mit diesem Überschiebungsvorgang zusammenhängen.

Hieraus ergaben sich wieder zwei Folgerungen:

Erstens muss der westliche kristalline Komplex auf den die Sedimente aufgeschoben wurden, bei Einsetzen der Überschiebungsbewegungen bereits als starres Widerlager vorhanden, seine Bildung also abgeschlossen gewesen sein.

Zweitens ergibt sich durch Ausglätten der relativ einfachen Faltung, die auf diese Bewegungen zurückzuführen ist, dass vor dem Beginn dieser Bewegungsphase die Lagerung der Schichten im grossen Ganzen eine horizontale gewesen sein muss.

Für diese Überschiebungs- und Faltungsvorgänge steht der Zeitraum vom Ende des Ordoviziums bis zum Mittel- oder Oberdevon zur Verfügung.

Im nördlichen Teil dieser sedimentären Zone ist von einer Faltung nur sehr wenig zu merken. Hier finden wir weitwürfige Verbiegungen oder ganz horizontale Lagerung. Dieses nördliche ungefaltete Gebiet ist jedoch von einer starken Bruchtektonik erfasst worden, die sich vor allen Dingen auf Strindberg-Land in einer grossartigen Bruchstaffelung äussert. In seiner gegenwärtigen Form ist dieses Bruchsystem postdevonisch, jedoch ist damit zu rechnen, dass die Verwerfungen z. T. bereits prädevonisch angelegt worden sind. Die postdevonische Hauptbruchphase könnte vielleicht gleichaltrig mit der Herausbildung der Koch'schen Linie im Osten sein.

Ob sich die hier beschriebene Lagerungsverhältnisse innerhalb der prädevonischen Sedimentärzone und die Schlussfolgerungen, die aus den beobachteten Tatsachen und der Art der daraus zu schliessenden Bewegungen gezogen werden musste, noch irgendwie mit den Vorstellungen von einer tiefgreifenden kaledonischen Metamorphose, der die Gneisse des »zentralen metamorphen Komplexes« ihre Entstehung verdanken sollen, in Übereinstimmung bringen lassen werden, ist eine Frage die nun nicht mehr ohne weiteres bejaht werden kann. Dies umsomehr, da Horizontalbewegungen kaledonischen Alters in den Deckschichten teils überhaupt nicht stattgefunden haben, teils, wo sie nachweisbar sind, unbedingt erst zu einer Zeit stattgefunden haben können, wo der kristalline Komplex bereits als solcher fertig vorlag.

In diesem Zusammenhang wäre es natürlich recht bedeutsam, etwas näheres über die westliche Sedimentzone, die Petermann-Serie zu wissen, doch genügen die bisher vorliegenden Auskünfte nicht dazu, diese Zone für die Beurteilung irgendwelcher tektonischer Fragen heranzuziehen.

Das nördliche Sedimentgebiet ist vorläufig für sich abgeschlossen

und kann nicht mit dem gut bekannten südlichen in Beziehung gesetzt werden. Hier lässt sich, insbesondere auf Nörlund-Land, der Übergang der Sedimente in Gneiss direkt beobachten, aber das Alter dieser Sedimente ist ungewiss. Es ist nicht bewiesen, dass diese Sedimente dem späteren Proterozoikum angehören, wie die Eleonore-Bay-Formation, in welchem Falle ja ein kaledonisches Alter ihrer Metamorphose schon rein stratigraphisch beweisbar wäre. Es ist ebenso gut denkbar, dass diese Sedimente bereits in einer früheren Periode zum Absatz gekommen und bereits lange vor Bildung der Eleonore-Bay-Formation metamorphosiert worden sind. Die Annahme eines früh- oder mittelproterozoischen Alters der ostgrönlandischen Gneisse würde manche Diskrepanzen beseitigen, die sich bei Annahme einer kaledonischen Metamorphose aus der Betrachtung des tektonischen Oberbaus ergeben.

BEMERKUNGEN
ZU DEN TEXTABBILDUNGEN UND TAFELN

Die geologische Karte auf Taf. 1 wurde im Massstabe 1:300000 aufgenommen und gezeichnet und dann auf 1:1000000 verkleinert. Als Grundlage diente eine Vergrösserung der Dusén'schen Karte in Nathorst: »Två Somrar i Norra Ishavet«. Es sind bei weitem nicht alle Verwerfungen eingetragen wurden, um dass Grossbild nicht zu stören. Nur Verwerfungen mit Sprunghöhen von mehr als 100 m finden im Allgemeinen Berücksichtigung.

Die Massstäbe bei den Profilskizzen im Text und auf Taf. 2 gelten nur für die Horizontale und sind stark abgerundet. Alle Profile sind mehr oder weniger stark überhöht. Die grösseren Profile sind durchgehend nummeriert, sodass ihre Lage und Orientierung sofort aus Abb. 1 ersichtlich ist. In allen Profilen entspricht die Nummerierung von Schichten, die der Bunten Serie der Eleonore-Bay-Formation zugehören, dem stratigraphischen Schema Abb. 2. Die überwiegende Mehrzahl der Profile hat die Darstellung der Verhältnisse längs zufälliger Schnitte (Täler, Fjorde) zum Gegenstand. Wie diese Schnitte zur allgemeinen Streichrichtung der tektonischen Elemente orientiert sind, ergibt sich aus einem Vergleich der Abb. 1 und 41. Der Verlauf der wichtigsten Verwerfungen kann aus Taf. 1 entnommen werden.

LITERATUR

M.o.G. = Meddelelser om Grønland.

H. G. Backlund: Contributions to the Geology of North East Greenland. — M.o.G. 74. 1930.

— Das Alter des »zentralen metamorphen Komplexes« vom Franz-Joseph-Fjord in Ostgrönland. — M.o.G. 87. 1932.

— und Malmquist, D.: Zur Geologie und Petrographie der nord-ostgrönländischen Basaltformation. — M.o.G. 87. 1932.

H. Frebold: Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in post-devonischer Zeit. — M.o.G. 94. 1932.

L. Koch: The Geology of East Greenland. — M.o.G. 73. 1929.

— Stratigraphy of Greenland. — M.o.G. 73. 1929.

H. K. E. Krueger: Zur Geologie von Westgrönland, besonders der Umgebung der Disko-Bucht und des Umanak-Fjordes. — M.o.G. 74. 1930.

O. Kulling: Stratigraphic Studies of the Geology of Northeast Greenland. — M.o.G. 74. 1930.

A. K. Orvin: Beitrag zur Kenntnis des Oberdevons Ostgrönlands. — Skrift. o. Svalbard og Ishavet. 30. Oslo 1930.

M. M. L. Parkinson and W. F. Whittard: The Geological Work of the Cambridge Expedition to East Greenland in 1929. — Qu. Journ. Geol. Soc. London. 87. 1931.

Chr. Poulsen: Contributions to the Stratigraphy of the Cambro-Ordovician of East Greenland. — M.o.G. 74. 1930.

— The Lower Cambrian Faunas of East Greenland. — M.o.G. 87. 1932.

G. Seidenfaden: Notes on a Map of East Greenland from 73°00′ to 74°50′ N. Lat. — M.o.G. 87. 1931.

S. Skaun: Gjennem Hudson og Steno Land på Øst-Grønland. — Norsk Geograf. Tidskr. 1932.

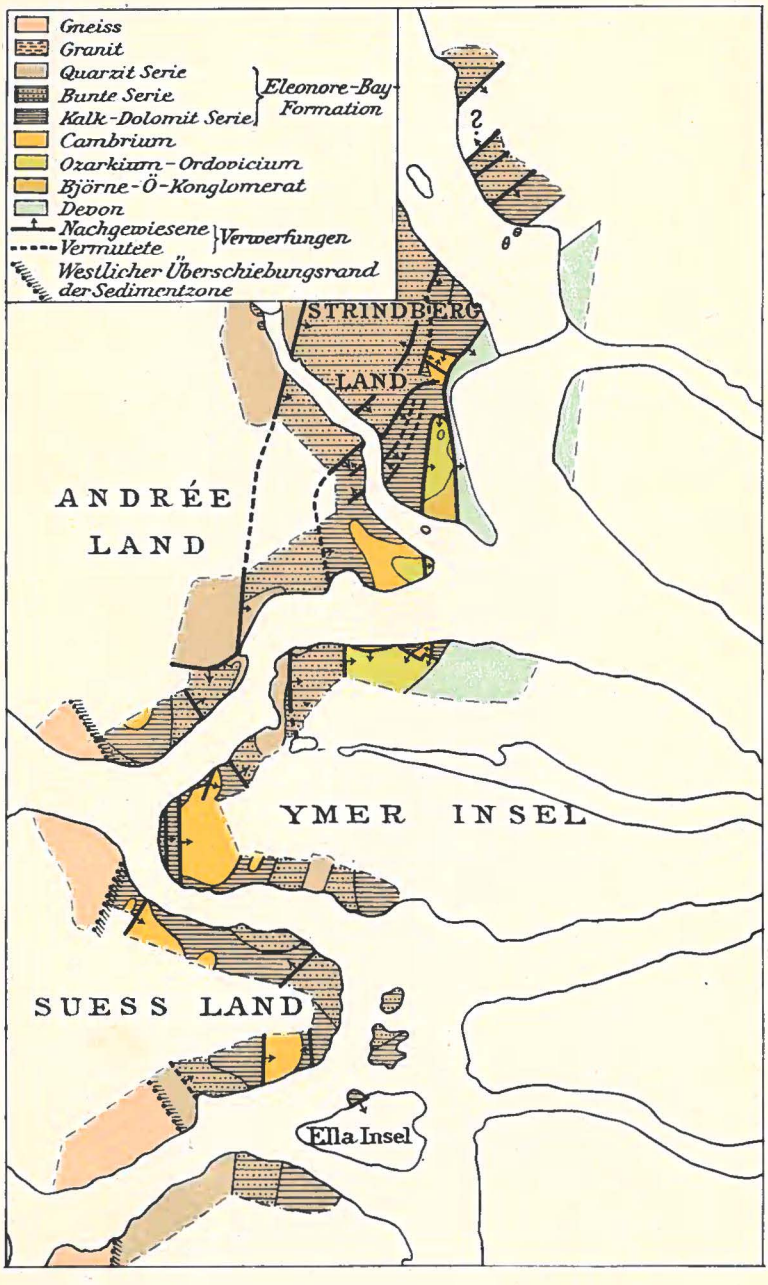
W. F. Whittard, Cambridge Expedition to East Greenland. Appendix. II. Geology. — Geogr. Journ. 75. 1930.

J. D. H. Wiseman: A Contribution to the Petrology of the Metamorphic Rocks of East Greenland. — Qu. Journ. Geol. Soc. London. 88. 1932.

J. M. Wordie and W. F. Whittard: A Contribution to the Geology of the Country between Petermann Peak and Kjerulf Fjord, East Greenland. — Geol. Mag. 67. 1930.

Tafel 1.

Geologische Karte der mittleren Fordregion zwischen Waltershausengletscher und Kempefjord (1:1000000). Anmerkungen hierzu am Schluss des Textes. Die Pfeile bei den Verwerfungen weisen in Richtung des tiefer liegenden Flügels.


Gneiss
Granit
Quarzit Serie
Bunte Serie
Kalk-Dolomit Serie
Eleonore-Bay Formation
Cambrium
Ozarkium-Ordovicium
Björne-Ö-Konglomerat
Devon
Nachgewiesene
Vermutete
Verwerfungen
Westlicher Überschiebungsrand der Sedimentzone
STRINDBERG LAND
ANDRÉE LAND
YMER INSEL
SUESS LAND
Ella Insel

Tafel 2.

Fig. 1. Das Ostufer des Geologfjordes. (1:150000.)
— 2. Der südliche Teil des Westufers des Geologfjordes (bis zum Beginn der Bunten Serie. (1:70000.)
— 3. Das Westufer der Ymerinsel von der Blomsterbucht bis zum Kap Mohn. (Korrektur: Unmittelbar rechts des grossen Einschnittes in der Mitte des Profils besteht die dritte der dort angedeuteten Schichten aus Tillit.) (1:80000.)
— 4. Die Nordseite des Antarctic-Sundes von Kap Mohn bis zum Angelin-Berg. (1:90000.)

Fig. 1.

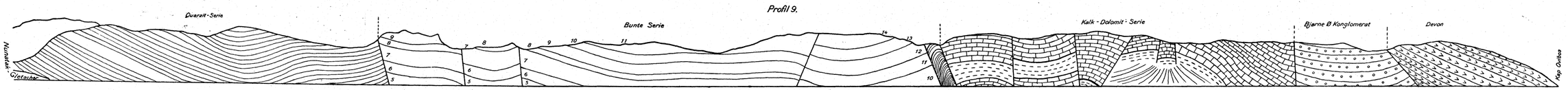


Fig. 2.

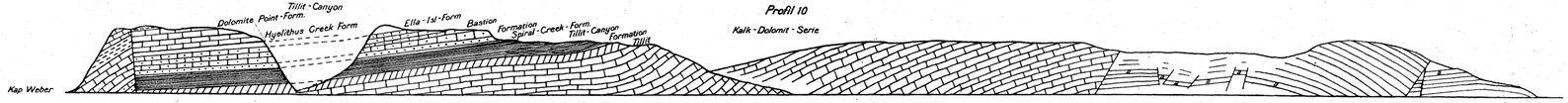


Fig. 3.

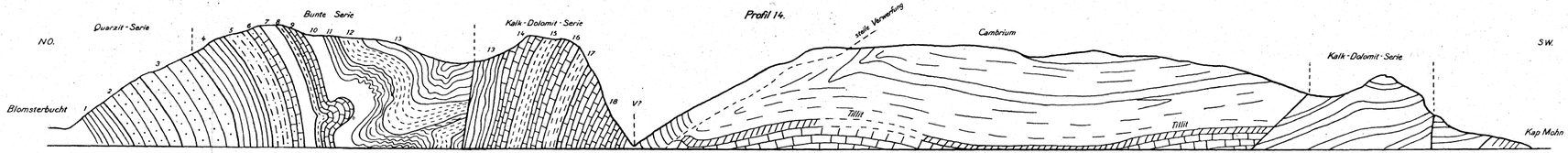


Fig. 4.

